

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
ARIADNE BORG

DEPÓSITO DE OURO DO TOCANTINZINHO (PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS):
RELAÇÃO ENTRE DEFORMAÇÃO, HIDROTHERMALISMO E MINERALIZAÇÃO

CURITIBA

2017

ARIADNE BORGÓ

DEPÓSITO DE OURO DO TOCANTINZINHO (PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS):
RELAÇÃO ENTRE DEFORMAÇÃO, HIDROTHERMALISMO E MINERALIZAÇÃO

Tese apresentada como requisito parcial ao grau de Doutora em Geociências, no Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração em Geologia Exploratória, Setor de Ciências da Terra, da Universidade Federal do Paraná.

Orientadores: Prof. Dr. João Carlos Biondi

Pesquisador Dr. Alain Chauvet

CURITIBA

2017



Aos vinte e três dias do mês de fevereiro de 2017, na Sala de Atos do Prédio da Administração da Universidade Federal do Paraná, foi instalada pelo Professor Doutor João Carlos Biondi, a quadragésima nona Banca Examinadora da Tese de Doutorado em Geologia, Área de Concentração Geologia Exploratória. Estiveram presentes à sessão, professores, alunos e visitantes.

A Banca Examinadora, atendendo determinação do Colegiado do Programa de Pós-Graduação em Geologia, foi constituída pelos professores doutores Philippe Gonçalves (UFC), Evandro Luiz Klein (CPRM), Carlos Eduardo de Mesquita Barros (UFPR), Nicolas Arnaud (UM), Alain Chauvet (UM – Orientador) e João Carlos Biondi (UFPR – Orientador), a quem coube a presidência da sessão.

Às 09h00min a Banca Examinadora iniciou seus trabalhos, convidando a candidata Ariadne Borgo a apresentar sua Tese, intitulada "DEPÓSITO DE OURO DO TOCANTINZINHO (PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS): RELAÇÃO ENTRE DEFORMAÇÃO, HIDROTHERMALISMO E MINERALIZAÇÃO".

Encerrada a apresentação, iniciou-se a arguição pelos membros da Banca Examinadora, após a qual a mesma reuniu-se para julgamento de desempenho da candidata. A Banca Examinadora considerou os resultados como uma contribuição relevante para o tema. Durante a arguição a candidata demonstrou conhecimento do tema. Considerando o conteúdo, a apresentação e a defesa, a banca decidiu pela **APROVAÇÃO** da Tese de Doutorado.

Curitiba, 23 de fevereiro de 2017.

Prof. Dr. Philippe Gonçalves
(UFC)

Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita
Barros
(UFPR)

Prof. Dr. Evandro Luiz Klein
(CPRM)

Prof. Dr. Nicolas Arnaud
(UM)

Prof. Dr. Alain Chauvet
(UM – Orientador)

Prof. Dr. João Carlos Biondi
(UFPR)
Presidente

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro aos meus pais e familiares pelo apoio incondicional, sempre. Especialmente à minha irmã pela parceria, pelo ano que ela passou comigo na França durante o sanduiche, e por toda ajuda com a Ariel. Sem ela talvez eu não tivesse tido coragem de encarar a oportunidade do sanduiche

À minha colega de doutorado Luanna, por seu apoio e amizade em todos os momentos ao longo destes quatro anos, foi imprescindível para que chegasse até aqui.

Ao Professor Biondi, a quem já tive oportunidade de agradecer uma vez pela enorme dedicação, pela disponibilidade e tempo empenhado nas discussões, pelas correções, críticas e sugestões. Ao todo são seis anos de convívio e aprendizado pessoal e profissional.

Ao pesquisador Alain Chauvet, por ter acolhido a mim, a minha filha e irmã durante nossa estadia em Montpellier, pelo cuidado e atenção dedicados a nós por ele e sua esposa Maryse. E, principalmente pela dedicação, pelas correções, críticas, sugestões e pela insistência com os desenhos e blocos diagramas, continuo a não enxergar em 3D, mas estou desenhando muito melhor!

Aos pesquisadores Olivier Bruguier e Patrick Monié pelo auxílio na aquisição, tratamento e interpretação dos dados geocronológicos, pelas discussões ao longo da pesquisa e pelas críticas e correções ao artigo.

À Eldorado Gold Corporation pelo apoio logístico, pela cessão das amostras dos testemunhos de sondagem, bem como das demais informações que viabilizaram a realização desta pesquisa e, principalmente ao Geólogo Ruperto Ocampo pelo auxílio e discussões ao longo dos trabalhos de campo e ao geólogo Tim Baker por suas críticas e sugestões que muito ajudaram a melhorar a qualidade deste trabalho.

Aos amigos e colegas que tornaram esses quatro anos mais agradáveis e leves.

À Professora Eleonora Vasconcelos e aos funcionários do LAMIR pela infraestrutura e auxílio no desenvolvimento desta pesquisa, principalmente ao Rodrigo Secchi, uma pessoa rara.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, da Universidade Federal do Paraná e ao Laboratório de Geociências, da Universidade de Montpellier pelo apoio recebido e por toda a infraestrutura e suporte.

E finalmente à CAPES pela bolsa, sem a qual a dedicação exclusiva ao Doutorado seria inviável.

MUITO OBRIGADA!

“Até que o hoje vire amanhã, não saberemos
os benefícios do presente.”

Provérbio Chinês

RESUMO

O depósito Tocantinzinho localizado na Província Aurífera do Tapajós é o maior conhecido, com 53,9 toneladas de ouro. A formação do depósito inicia-se com magmatismo granodiorítico há cerca de 2005Ma, seguido de magmatismo granítico ca. 10Ma depois. O granito Tocantinzinho, é composto por duas fácies principais: sienogranito (1996 ± 2 Ma) e monzogranito (1989 ± 1 Ma), inúmeros corpos aplíticos e pegmatíticos cogenéticos, que sugerem um magmatismo rico em fluidos e em nível crustal raso. Diques de andesito (1998 ± 8 Ma) são intrusivos em ambas as rochas. Enclaves angulosos e raras feições de *mingling* com o magma granítico indicam um magmatismo andesítico multifásico e em momentos distintos, cuja idade mínima de cristalização foi estimada em 1975Ma. As taxas de resfriamento das rochas plutônicas variaram entre ca. 3,6 e 14,7°C/Ma, sugerindo que processos de exumação vertical foram secundários, explicando as baixas taxas. A geometria alongada do granito junto com o tectonismo transcorrente sin-magmático do andesito reforça o predomínio de movimentos horizontais. A natureza cálcio-alcalina de alto potássio e anomalias de nióbio indicam dois ambientes para a gênese destas rochas: arco continental tipo Andino ou pós-colisional. Considerando a associação entre magmatismo e transcorrência e as baixas taxas de resfriamento, o ambiente pós-colisional é mais provável. Estas características juntamente com a assinatura geoquímica e as idades permitem comparar estas rochas com as da Suíte Intrusiva Creporizão. Diques de dacito (1992 ± 2 Ma) cortam as demais rochas, contudo a relação temporal com estas permanece incompreendida, já que a assinatura geoquímica é compatível com a de rochas anorogênicas, sugerindo pertencer a uma série magmática distinta. O zircão datado no dacito foi, provavelmente, herdado da encaixante. A zona mineralizada é limitada por falhas transcorrentes sinistrais N100°-130E° e compreende o granito Tocantinzinho e rochas subvulcânicas hidrotermalizadas, deformadas em regime dútil e mineralizadas em duas fases principais. A primeira fase, caracteriza-se por brechas e microfraturas preenchidas por muscovita (1864 ± 5 Ma) e pirita, baixos teores de ouro ($<1,5$ ppm) e se restringe ao granito. A segunda, controlada por falhas transcorrentes sinistrais normais, caracteriza-se por brechas e veios tipo *tension gashes* e *pull apart* de preenchimento sin-tectônico e orientados N30-60°E, apresentam quartzo, clorita e calcita, além de pirita, galena, esfalerita, calcopirita e ouro como principais minerais. Os teores de ouro alcançam 70ppm nos veios ricos em sulfetos. Duas hipóteses foram apresentadas para explicar a gênese da mineralização, uma em que a primeira fase de mineralização está geneticamente relacionada com o magmatismo granítico e outra, em que seria consequência da reativação tectônica da falhas pré-existentes, durante o magmatismo distensional da Suíte Intrusiva Maloquinha (ca.1880Ma). A segunda fase de mineralização, em ambas as hipóteses, seria consequência desta reativação. As duas fases de mineralização, nas duas hipóteses, podem ser classificadas como magmática-hidrotermais e por suas características poderiam ser classificadas como sistemas relacionados às intrusões. Contudo, novos trabalhos com o intuito de identificar e caracterizar a natureza e fonte dos fluidos, datações da mineralização e estudos geoquímicos e geocronológicos nas rochas sub-vulcânicas são necessários para melhor compreender a gênese e evolução do depósito Tocantinzinho. Os resultados obtidos mostram que há um forte controle estrutural sobre a mineralização e isto pode ajudar nos programas futuros de prospecção e exploração mineral.

Palavras chaves: Domínio Tapajós; tectônica transcorrente; mineralização magmática-hidrotermal; geocronologia U-Pb; geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$;

ABSTRACT

The Tocantinzinho deposit is located on the Tapajós Gold Province and is the largest gold deposit within Province, with 53,9 tons of gold. Its formation begins with a granodioritic magmatism around 2005Ma, followed by a granitic magmatism 10 Ma latter. The Tocantinzinho granite is composed by two main facies, syenogranite (1996±2Ma) and monzogranite (1989±1Ma), and by aplite and pegmatite cogenetic bodies, suggesting a fluid-rich magmatism at shallow depth. Andesite dikes (1998±8Ma) are intrusive in both rocks. Sharp fragments of those rocks along contacts and minor mingling with granitic magma are observed, suggesting a multiphase magmatism at distinct timing. The first dikes have intruded within granite when it was crystalizing, thus a minimum age of 1975Ma was estimated. Cooling rates of plutonic rocks vary from ca. 3.6 to 14.7°C/Ma, with an average of 7.5°C/Ma, suggesting vertical exhumation processes were minor. The elongated geometry of granite along with sin-magmatic strike-slip tectonics of andesite corroborate the predominance of horizontal movements. High-K calc-alkaline affinity and niobium anomaly indicator of two possible geotectonic settings for these rocks: Andean-type continental arc or post-collisional one. Considering the genetic relationship between magmatism, strike-slip faults, and low cooling rates, a post-collisional setting is more likely. The geochemical signature, ages and style of tectonism allow us to compare those rocks with the ones from Creporizão Intrusive Suite (1997-1957Ma). Dacite dikes (1992±2Ma) cut across all other rocks, but the temporal relationship among them remains misunderstood, due to the geochemical signature similar to the anorogenic rocks, suggesting it belongs to a distinct magmatic series. Indeed, the dated zircons were probably inherited from host rocks. The mineralized area is restricted to a domain constrained by two major sinistral strike-slip N100°-130E faults that comprises the Tocantinzinho granite and sub-volcanic rocks, which were hydrothermally altered, brittle deformed and mineralized during two phases. The first one is characterized by breccias and microfractures infilled with muscovite (1864±5Ma) and pyrite, which contains low gold grades and are restricted to the Tocantinzinho granite. The second phase was controlled by strike-slip and normal tectonics generating syn-tectonic tension gashes veins and pull apart breccias infilled with quartz, chlorite, calcite, pyrite, galena, sphalerite, chalcopryite, and gold. These structures are parallel and mainly trends N30-60°E. The gold grade can reach up to 70 ppm in some sulfide-rich veins. Two hypothesis were proposed for the ore genesis: the first one consider a genetic relationship between magmatism and ore fluids for first mineralization stage and the second hypothesis consider a reactivation of pre-existing faults by an extensional tectonism related to the Maloquinha Intrusive Suite magmatism (ca.1880Ma) for this phase. The second mineralization phase is considered as formed as consequence of tectonic reactivation at ca. 1880Ma, in both hypothesis. Both phases in both hypothesis were classified as magmatic-hydrothermal ore mineralization and might be classified as intrusion-related gold systems. However, new field works are important in order to identify and characterize the nature and source of hydrothermal fluids, as well as ore dating and new geochemical and geochronological data of sub-volcanic rocks are imperative to better understand the genesis and evolution of the Tocantinzinho gold deposit. Such results, strongly linked to the fact that the tectonic control seem significant, may help for future exploration and exploitation programs.

Keywords: Tapajós Domain; strike-slip tectonics; magmatic-hydrothermal mineralization; Zircon U-Pb geochronology; ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology.

RESUME

Le gisement de Tocantinzinho est situé sur la province aurifère de Tapajós et est le plus grand gisement d'or de la province, avec 53,9 tonnes d'or estimées. Sa formation commence par un magmatisme granodioritique autour de 2005 Ma, suivi d'un magmatisme granitique. Le granite Tocantinzinho est composé de deux faciès principaux (syenogranite - 1996 ± 2 Ma; monzogranite 1989 ± 1 Ma), des corps d'aplite et de pegmatite, qui suggère un magmatisme enrichie en fluide et mis en place à faible profondeur. Intrusifs dans ces roches, des dykes d'andésite (1998 ± 8 Ma) ont des fragments de granite et des mélanges entre les 2 magmas suggèrent un magmatisme à la fois continu et polyphasé. Il est proposé que les premiers dykes d'andésite se sont mis en place alors que le granite n'était pas entièrement cristallisé (mingling) et les derniers lors des stades de déformation à l'état solide du granite. Utilisant la courbe de refroidissement, un âge minimum de 1975 Ma a été estimé pour l'andésite. Les taux de refroidissement des roches plutoniques varient de 3,6 à 14,7°C/Ma, avec une moyenne de 7,5°C/Ma, suggérant que les processus d'exhumation verticale sont faibles. La géométrie allongée du granite ainsi que la tectonique syn-magmatique de l'andésite corroborent la prédominance des mouvements horizontaux. L'affinité calc-alcaline fortement potassique et des anomalies en niobium définissent deux configurations possibles pour le cadre géotectonique : arc continental de type Andin ou Post-collisionnel. Compte tenue la relation génétique entre magmatisme, cisaillement décrochant et les faibles taux de refroidissement, l'environnement post-collisionnel est plus probable. Cela ensemble avec les âges nous permettent de comparer ces roches avec celles de la Suite Intrusive Creporizão (1997-1957 Ma). La dacite (1992 ± 2 Ma) recoupe les autres roches, cependant, la signature géochimique comparable aux roches anorogéniques suggère qu'elle appartient à une série magmatique distinct. La zone minéralisée est limitée par deux failles majeures senestres de direction N100°-130E°. Le granite Tocantinzinho et les roches hypo-volcaniques déformées sont dans ce couloir, altérées par de fluides hydrothermaux et minéralisées pendant deux phases tectoniques distinctes. La première est caractérisée par des brèches et des microfractures remplies par muscovite (1864 ± 5 Ma) et pyrite, associées à de faibles teneur d'or ($< 1,5$ ppm) restreintes au granite. La deuxième phase a été contrôlée par le cisaillement décrochant senestre normal générant des fentes de tension et des brèches parallèles entre elles, orientées N30-60°E et remplies de une façon syntectonique par quartz, chlorite, calcite, albite, rutile, pyrite, galène, sphalérite, chalcopryrite et or. La teneur en or peut atteindre jusqu'à 70 ppm dans les veines riches en sulfures. Deux hypothèses ont été proposées pour expliquer la genèse du gisement : la première considère une relation génétique entre magmatisme et minéralisation au moins pour le premier stage de minéralisation selon un modèle porphyrique et la seconde alternative considère une réactivation des failles préexistantes par une tectonique transtensive liée au magmatisme Maloquinha (ca. 1880 Ma) pour les deux stades minéralisateurs. Les deux phases dans les deux hypothèses, ont été classées comme des minéralisations de type magmato-hydrothermale qui pourraient être classées soit comme des systèmes d'or liés à l'intrusion. De nouveaux travaux sur le terrain et en laboratoire seraient nécessaires pour identifier et caractériser la nature et la source des fluides hydrothermaux, pour dater la minéralisation et mieux comprendre le rôle des roches hypo-volcaniques. Toutefois, les premiers résultats, et notamment le rôle fondamental du contrôle tectonique pour la minéralisation sont très significatifs et peuvent aider de manière conséquente à l'établissement des programmes d'exploration et d'exploitation futurs.

Mots-clés : Domaine Tapajós ; tectonique décrochante ; minéralisation magmato-hydrothermale ; géochronologie U-Pb sur zircon ; géochronologie Ar/Ar.

RÉSUMÉ ETENDU

1. Introduction

Cette thèse de doctorat résulte d'une cotutelle entre les Universités Fédéral du Paraná (UFPR, Curitiba, Brésil) et de Montpellier (UM, Montpellier, France). La thèse a débuté au Brésil en mars 2013 (début de l'année universitaire brésilienne) et a comporté un séjour d'un an en France, sur le site de Montpellier, entre septembre 2014 et août 2015. Cette cotutelle a été développée dans le cadre de la complémentarité scientifique et thématique d'abord entre les deux directeurs de thèses mais aussi sur le plan des moyens analytiques disponibles sur les deux sites.

Les roches paléoprotérozoïques de la région centrale du Craton Amazonien au nord du Brésil (Province géotectonique Tapajos-Parima) sont porteuses d'une quantité importante de gisements d'or dont les modèles de formation et gîtologique restent très mal connus en partie en raison de la couverture forestière dense et importante, le développement intense des profils d'altération, et les difficultés d'accès. Peu de documents cartographiques sont disponibles. La majorité de ces gisements primaires sont des filons encaissés dans des roches granitiques pour lesquels il n'y a pas de consensus tant sur les modalités de mise en place, leur évolution structurale, leur processus d'altération et la place des minéralisations dans leur histoire.

Le dépôt de Tocantinzinho est le plus grand gisement d'or actuellement connu dans la Province géotectonique du Tapajos-Parima. Ce dépôt est un gisement primaire avec une réserve de 53,9 tonnes d'or à la fois disséminé et filonien mis en place au cœur de roches granitiques et hypo-volcaniques intermédiaires à acides contrôlée par des failles décrochantes sénestres orientées N100°-130°E (figure 1). De nombreuses structures ont été observées (cataclasites, brèches et fentes de tension) et leurs relations avec le processus minéralisateur ont été évalué au cours de ce travail.

Un partenariat public-privé entre l'UFPR et l'entreprise minière canadienne Eldorado Gold Corporation a rendu possible la réalisation de cette recherche. Cette entreprise détient les droits miniers sur le site d'étude qui a été prospecté depuis 1997 par plusieurs entreprises minières. Au cours de ce travail, 68.000 mètres de carottes de forages ont été récupérés, distribués dans 235 sondages. Cette base de données a permis une bonne compréhension de la composition lithologique du gisement, les types d'altération

hydrothermale, la distribution de la minéralisation et des teneurs dans le gisement. Depuis la fin de l'année 2015, Eldorado Gold Corporation a fini la prospection du gisement avec un avis favorable à l'extraction de 53,9 tonnes d'or avec une teneur moyenne de 1,43g/tonne. Avec cette quantité d'or, le gisement est classé entre les gisements de taille moyenne à mondiale.

1.1. Les objectifs de la recherche

L'objectif majeur de cette thèse était de comprendre la genèse et l'évolution du gisement Tocantinzinho en déterminant les facteurs qui ont contrôlé la distribution de la minéralisation et le rôle de la tectonique et de l'hydrothermalisme. Deux chantiers principaux ont été abordés :

- Compréhension de la nature du magmatisme, du cadre géotectonique et structural des roches encaissantes du gisement et aussi des roches hôtes de la minéralisation.
- Compréhension des relations entre magmatisme, hydrothermalisme, déformation et minéralisation à la fois dans l'espace et dans le temps.

1.2. Matériaux et Méthodes

Pour acquérir la base des données et les échantillons nécessaires aux études spécifiques, deux campagnes de terrain avec d'une durée totale de 23 jours ont été réalisées pendant la première année de recherche (Mai 2013 et Novembre 2013). Au cours de ces deux missions, les rares affleurements de terrain ont été décrits afin d'observer les relations magmatiques, hydrothermales et structurales et 23 sondages répartis en quatre sections perpendiculaires aux directions de minéralisations (Figure 1) ont été étudiés, décrits et échantillonnés. Au total 219 échantillons ont été pris, dont quatre sont des échantillons orientées collectées sur le seul affleurement de terrain et les autres proviennent des sondages. Douze échantillons ont été prélevés pour les analyses géochronologiques (Figure 1).

L'étude minéralogique, texturale et microtectonique ainsi que la succession des événements hydrothermaux et de minéralisation ont été menés à partir de 98 lames minces,

dont sept lames minces orientées. Les lames ont été décrites avec la loupe binoculaire et le microscope lumière transmise et réfléchie. Des analyses au MEB ont été faites ainsi que des analyses quantitatives et qualitatives à la microsonde électronique pour évaluer la composition chimique des silicates (chlorite, carbonate, feldspath plagioclase et potassique, biotite et amphibole), des sulfures (pyrite, chalcopryrite, galène et sphalerite) et de l'or libre. La cartographie chimique (qualitative) a été faite sur 10 lames minces pour essayer de comprendre quelles sont les structures qui portent la minéralisation.

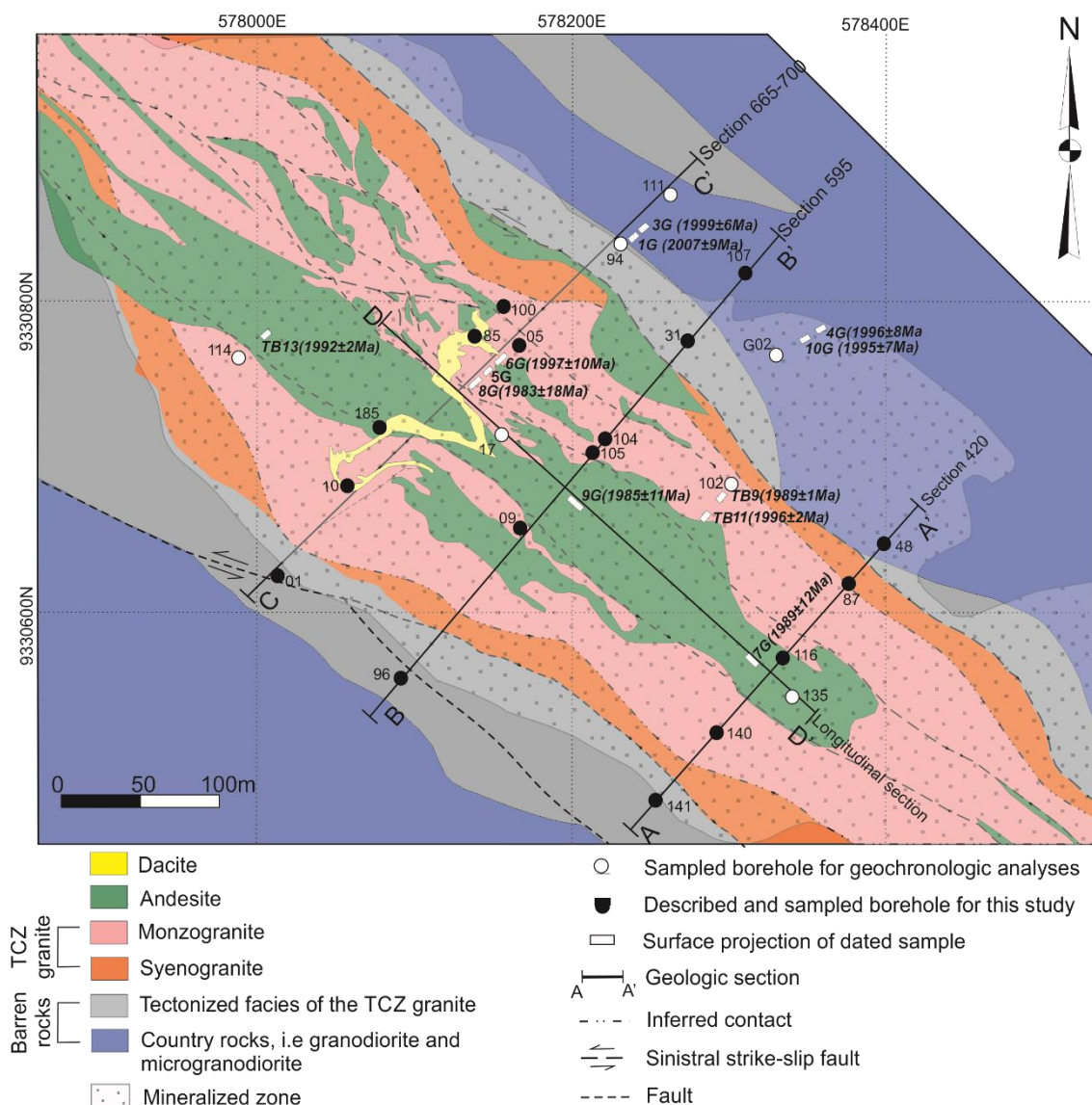


Figure 1 - Carte géologique du dépôt TCZ. La position des forages décrits et échantillonnés dans cette étude est représentée, ainsi que la projection en surface des échantillons datés par les différentes méthodes. Les âges des échantillons datés dans ce travail sont également indiqués. L'étendue de la zone minéralisée est basée sur des données non publiées d'Eldorado Gold Corporation. Modifié d'après Juras et al. (2011).

Pour déterminer les éléments majeurs et traces, incluant les métaux rares et les terres rares, 28 échantillons ont été analysés au Laboratoire Acme, au Canada. Les données acquises sont disponibles dans l'annexe I.

Pour les analyses géochronologiques, neuf échantillons représentatifs des différents faciès de la zone étudiée ont été sélectionnés pour les datations U-Pb sur zircon. Ces échantillons sont des granodiorites encaissantes des roches minéralisées (3), des granites hydrothermalisés (4), une aplite (1) et une andésite (1). Le concentré des minéraux lourds a été préparé utilisant les techniques classiques de séparation minérale (broyage, séparation dans la table de Wilfley, séparation magnétique au Frantz et les liqueurs denses). Initialement, les neuf échantillons ont été préparés et analysés au Centre de Recherche Géochronologique de l'Université São Paulo (CPGeo – USP). Cependant, à cause i) d'erreurs trop élevées pour deux échantillons de granodiorites, ii) de la quantité réduite de cristaux analysés (six par échantillon), iii) d'une incohérence entre l'âge obtenu et les relations du terrain dans l'andésite et iv) de l'impossibilité de dater l'aplite à cause de la teneur trop élevée d'uranium dans ses zircons, quatre échantillons ont été re-analysés par la méthode LA-ICP-MS sur zircons au Laboratoire Géosciences Montpellier de l'UM, pendant mon séjour en France. Pour ces échantillons, de nouveaux zircons ont été séparés et montés sur plot pour analyses complémentaires avec pour objectif principal de réduire les erreurs. Les résultats sont disponibles en annexe II. En plus de ces données, trois échantillons analysés par la méthode CA-ID-TIMS sur zircon ont été obtenus pour L'Eldorado Gold Corporation au *Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research* (PCIGR), à l'Université British Columbia, au Canada. Ces données ont été utilisées pour cette recherche et sont aussi disponibles en annexe II.

Des compléments d'analyses chimiques (profil chimique) ont été réalisés sur les zircons datées par les deux méthodes LA-ICP-MS et SHRIMP. L'objectif était de vérifier l'origine de ces minéraux, magmatique ou hydrothermal. Les données acquises sont disponibles en annexe III.

Des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été faites sur sept échantillons pour dater les âges de refroidissement et essayer de contraindre l'âge de l'hydrothermalisme. Les minéraux sélectionnés sont : i) une biotite et une amphibole de la granodiorite encaissante ; ii) une muscovite et quatre micas de type séricite associées à l'altération hydrothermale et donc à la minéralisation disséminée ; et iii) deux séricites d'altération des dacites. Pour ce dernier échantillon, une séricite a été analysée sous forme de poudre et l'autre sous forme de roche in-situ. Ces datations ont été faites au Laboratoire de géochronologie de Géosciences Montpellier. Les données sont disponibles en annexe II.

Pour finaliser les analyses géochronologiques menées dans cette recherche, trois échantillons ont été analysés par la méthode LA-ICP-MS sur rutile au Laboratoire Géosciences Montpellier de l'UM. Les analyses ont été menées directement sur lame mince, mais les données n'ont pas pu être interprétées et donner de signification géologique.

Pour déterminer l'origine du soufre qui compose la minéralisation, 13 échantillons de concentrés de sulfures ont été envoyés pour analyses au Laboratoire ACTlabs, au Canada. Les minéraux concernés sont la pyrite (8), la chalcopryrite (1), la galène (2) et la sphalerite (2).

1. Cadre géologique régional

La Province aurifère du Tapajos, où se trouve le dépôt TCZ, est composée de roches formées dans la période Orosirien (i.e. entre 2050 – 1800Ma) plutoniques et volcaniques avec une quantité moins importante de roche métamorphique. Basée sur des critères structuraux, les roches ont été divisées en deux principaux domaines tectoniques (figure 1C): un domaine orogénique formé par des roches supracrustales et des roches d'arc magmatique, et un domaine post-orogénique à anorogénique formé par des roches magmatiques intracratoniques (Klein et al., 2001a, Santos et al., 2001). Deux modèles géotectoniques ont été discutés : soit l'accrétion de cinq arcs magmatiques entre 2040 - 1880 Ma, suivie d'un magmatisme post-collisionnel entre 1870 et 1760 Ma; soit la formation d'un seul arc magmatique (vers 2000 Ma) avec de multiples intrusions post-orogéniques et intraplaques autour de 1880 Ma et 1780 Ma, respectivement (Vasquez et al., 2002).

Les roches les plus anciennes et les plus déformées appartiennent au domaine orogénique. Ces roches prédominent dans les régions nord-ouest et sud-est comprenant des séquences métavolcano-sédimentaires du Groupe de Jacareacanga (ca. 2100 Ma) et des orthogneisses, amphibolites et métaгранitoïdes du complexe Cuiú-Cuiú (2033-2005 Ma d'après Santos et al., 2000, 2001). Ce complexe comprend des batholithes déformés et allongés N-NW de degré métamorphique élevé, des failles de chevauchement, des lentilles de leucogranite encaissées par des orthogneisses et des migmatites moins fréquentes, définissant un environnement de collision (Vasquez et al., 2002). Une déformation ductile N-NW compressive différencie ces roches des granitoïdes orogéniques tardifs de la Suite Creporizão (1997 - 1957 Ma, Santos et al., 2001) qui présente un tissu igné défini par des structures de flux magmatiques, des dikes syn plutoniques et des évidences de "magma mingling". Les foliations protomylonitiques sont caractéristiques et les conditions P-T sont

compatibles avec un métamorphisme de faciès amphibolite inférieur (Ricci et al., 1999). Contemporain et géochimiquement semblable, le granite Old São Jorge (OSJG) ne montre ni métamorphisme ni déformation prononcées (Lamarão et al., 2002), comme les roches de la région du Creporizão. Les roches volcaniques intermédiaires à acides sont associées à l'OSJG et sont regroupées sous le nom de Vila Riozinho Formation (environ 2000 Ma d'après Lamarão et al., 2002).

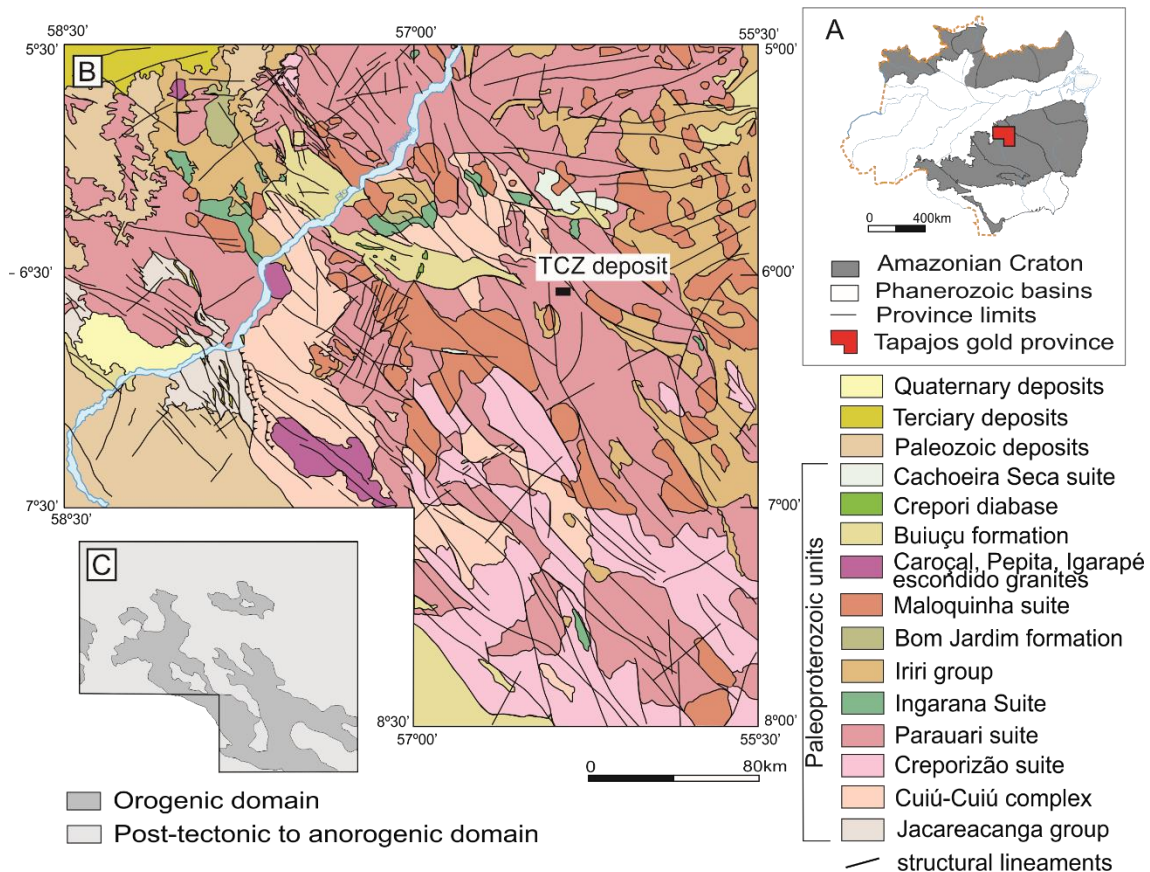


Figure 2 - (A) Localisation de la Province Aurifère du Tapajos dans le Craton Amazonien ; (B) Carte géologique simplifiée de la Province Aurifère du Tapajos (modifiée d'après Almeida et al., 2000); (C) Répartition des domaines orogéniques, post-tectoniques à anorogéniques dans le Province Aurifère du Tapajos (Klein et Vasquez, 2000).

Des granitoïdes calco-alcalins subséquents de la Suite Intrusive Parauari (1887-1879 Ma), des granitoïdes de type A de la Suite Intrusive Maloquinha (1882-1864 Ma) et des séquences volcaniques intermédiaires à acides du groupe Iriri (vers 1870 Ma), considérées comme les équivalents extrusifs ou sous-volcaniques de la Maloquinha Suite (Vasquez et al., 1999), composent les unités principales du domaine post-orogénique à anorogénique (Klein et al., 2001a). Cependant, Santos et al. (2000; 2002; 2004) considèrent que la Suite Parauari appartient au domaine orogénique et forme le dernier arc magmatique dans leur modèle géotectonique.

Deux événements tectoniques majeurs sont reconnus dans les roches du domaine orogénique. La première déformation (D1) est ductile et définie par la bande gneissique NE-SW formée dans le Complexe Cuiú-Cuiú et par la formation de schistosités au sein du groupe de Jacareacanga entre 2005 et 1997 Ma (Almeida et al., 2001, Santos et al. 2001). La seconde déformation (D2) est définie par des cisaillements fragile-ductile décrochants de direction NW-SE qui ont affectés les roches de la Suite Creporizão et se sont superposés à la schistosité du complexe Cuiú-Cuiú. Ce deuxième événement est interprété comme se produisant entre 1970 et 1950 Ma (Klein et al., 2002). Selon Santos et al. (2001) et Klein et al. (2002), dans les domaines orogénique et post-orogénique, la déformation généralisée est fragile, plus jeune que 1880 Ma et liée à un contexte extensif, réactivant ou générant des structures lors de la mise en place de la suite granitique de Maloquinha.

2. Géologie locale

Le dépôt TCZ est encaissé dans un complexe granitique de même nom, composé principalement de monzogranite et de syenogranite (Santiago et al., 2013) supposées âgées de 1982 ± 8 Ma (Villas et al., 2013). Le granite TCZ est un monzogranite rose (Santiago et al., 2013), qui présente, en accord avec Juras et al. (2011), des cavités miarolitiques, des *blebby quartz texture* (possible texture de solidification unidirectionnelle) et qui renferme de multiples corps d'aplite et de pegmatite dont la géométrie et l'orientation ne sont pas bien définies. Santiago et al. (2013) considèrent le monzogranite comme le protolithe de deux faciès d'altération caractéristique : la faciès "salami" montrant une couleur rouge dominante et la faciès "smoky" de couleur verdâtre à grisâtre (Juras et al., 2011). Selon Juras et al. (2011), il y a passage progressif entre les deux faciès et leurs contacts respectifs sont diffus. La couleur rouge du faciès "salami" serait liée à l'altération des feldspaths potassiques par l'hématite (Juras et al., 2011), alors que la couleur verdâtre à grisâtre du granite "smoky" serait due à la présence de chlorite (Juras et al., 2011; Santiago et al., 2013).

De grands corps d'andésites recouvrent ou intrudent le granite TCZ, parallèlement à l'axe de la zone minéralisée (Santiago et al., 2013). En profondeur, les corps de l'andésite convergeraient pour former ainsi des zones riches en dykes qui alimenteraient les andésites de surface (Juras et al., 2011). Un dyke de rhyolite tardive coupe les andésites et représente la roche magmatique la plus jeune de la région étudiée (Juras et al., 2011, Santiago et al., 2013). Les roches minéralisées (c'est à dire la monzonite altérée soit smoky, soit salami)

sont entourées de syenogranite stérile et de monzogranite eux aussi affectée par une altération à hématite, nommée par Juras et al. (2011) comme granite hématitique (tectonized faciès de la Figure 1). Bien que Juras et al. (2011) soulignent l'absence d'une déformation pénétrative de ces roches, Villas et al. (2013) décrivent un réseau dense de microfractures remplies d'hématite et quelques contacts tectoniques avec la roche extérieure (granodiorite dans la Figure 1). Cette roche est magnétique, varie du gris à la couleur rougeâtre, présente des veinules remplies d'épidote et de fins cristaux de pyrite, considérés comme sans lien avec la minéralisation du TCZ (Juras et al., 2011).

Selon Santiago et al. (2013) et Villas et al. (2013), le granite TCZ a été faiblement à modérément modifié par les fluides hydrothermaux. La séricite, le quartz, la chlorite et le carbonate se substituent minéraux magmatiques, sont dans des veines et des veinules, et définissent la matrice des brèches. L'or est disséminé en veinules (<1 cm d'épaisseur) de quartz, chlorite, sulfure et calcite (Juras et al., 2011), orientées N20-30 °E et N70-80°E qui se présentent sous la forme d'un stockwork (Villas et al., 2013, Santiago et al., 2013). La pyrite est fréquente alors que galène, chalcopryrite et sphalérite sont plus rares. Les sulfures représentent moins de 3% du volume total de la roche (Villas et al., 2013). L'or est associé à des minéraux hydrothermaux dans les veinules, les veines et les brèches (Santiago et al., 2013). Des veines enrichies contenant plusieurs onces d'or sont visibles. Elles seraient de la même famille que les veines plus épaisses à quartz-galène-sphalérite-chalcopryrite, qui ne sont pas volumétriquement significatives (Juras et al., 2011).

3. Résultats

3.1. Pétrographie

Le gisement du Tocantinzinho est composé exclusivement de roches magmatiques, intrusives et hypo-volcaniques (Figure 1), de composition intermédiaire à acide. Les roches encaissantes du gisement sont des granodiorites et microgranodiorites qui varient de pale-gris au rouge et sont composées par oligoclase (55-60%, quartz (20-25%) feldspath potassique (5-10%), biotite (3-5%) et hornblende (3-5%), avec magnétite, titanite, apatite et zircon comme minéraux accessoires. Ces roches ne montrent pas d'altération hydrothermale importante, non plus de déformation. Sericite, chlorite, leucoxène et épidote sont les minéraux secondaires que remplacent le plagioclase et les minéraux mafiques. Les

microgranodiorites sont intrusives dans les granodiorites et localisées exclusivement en dehors de la zone minéralisée.

Limitées par des failles décrochantes sénestres orientées N100-120°E (Figure 1), un corridor tectonique contient un ensemble magmatique comprenant des granites et des andésites orientées parallèlement au couloir. Une intrusion de dacite, orientée E-W et apparemment replissée, recoupe toutes les lithologies du secteur.

Le granite Tocantinzinho (TCZ) est composé par deux facies principaux : une monzogranite et une syenogranite, et quelques passés de quartz-syenite, quartz-monzonite, alkali-feldspath granite et granodiorites. La monzogranite est principalement de couleur jaune pâle alors que la syenogranite est rouge orangé. Les changements de couleur sont progressifs. Les roches granitiques montrent une texture grenue à grains grossiers avec de nombreuses poches aplitiques et pegmatitiques dont les contacts entre eux sont progressifs. Ce type de contact suggère une relation cogénétique avec les granites. Le granite TCZ est composé par du feldspath potassique (40-65%), du plagioclase (20-35%), du quartz (10-35%) et de la biotite (0-5%), avec la titanite, apatite et zircon comme minéraux accessoires. Les aplites et les pegmatites montrent la même minéralogie. La biotite a été fréquemment remplacée par la chlorite, le leucoxène et la calcite et la titanite par leucoxène et calcite. Le plagioclase présente différents degrés de remplacement par de la muscovite fine.

Différent types de déformation sont enregistrées dans les granites. Les minéraux magmatiques montrent surtout la présence de déformation à l'état solide, comme des *kink bands*, des *swapped rims textures* et des exsolutions de microperthite. En plus, ces roches montrent au minimum deux phases de déformation cassante associées à des minéraux hydrothermalisés que seront décrit plus loin dans ce travail.

Placé au centre du couloir tectonique et également allongé (Figure 1), il y a un corps principal d'andésite avec des texture équi-granulaire fine à porphyrique, composé par le plagioclase (55-60%), l'amphibole (30-35%), la biotite (5-10%), la magnétite (2-5%) et le quartz (0-5%), avec apatite, titanite et des rares zircons comme minéraux accessoires. Le faciès porphyrique montre jusqu'à 10% de phénocristaux de plagioclase. En profondeur, ces andésites montrent des contacts avec les granites encaissants parfois progressifs et continus même si des fragments anguleux de granodiorite, granite et aplites sont fréquents aux contacts avec leurs encaissants respectifs. Des contacts par faille sont aussi observés et des mélanges entre magma granitique et andésitique (*mingling*) sont rares, mais ont pu être décrits. Sur le terrain, l'andésite encaissée par la granodiorite montrent des structures

qui suggèrent une mise en place syntectonique avec un jeu senestre, en accord avec la tectonique majeure.

La dernière phase intrusive, volumétriquement peu importante dans la région centrale du corps minéralisé, est représentée par les dacites (et non pas des rhyolites comme dit dans la littérature ; Figure 1). Elles sont exclusivement composées de plagioclase et de quartz, dont le plagioclase a été complètement remplacé par une muscovite fine. Des fragments anguleux de granite sont observés dans les contacts.

Une déformation de type fragile est plus clairement associée avec les épisodes suivant qui marquent l'hydrothermalisme et la mise en place de la minéralisation. Deux phases de déformation spatialement associées ont été distinguées et définies.

Le **premier évènement**, caractérisée par une fracturation généralisée, forme localement des brèches dont les limites sont diffuses, les fragments de différentes tailles sont prédominants par rapport à la matrice. Cette dernière est composée par une muscovite fine invasive, de la pyrite et de rares gros cristaux de muscovites. Cette phase de déformation affecte de manière plus importante les granites et la minéralisation n'est présente que dans les contacts avec les dykes andésitiques. Les fractures ne sont observées qu'à l'échelle microscopique. Le minéral le plus affecté est le feldspath potassique montrant deux directions de fractures préférentielles réutilisant les plans de clivage du minéral hôte. Le plagioclase réagit différemment et peut être complètement remplacé (pseudomorphose). Quand la déformation est forte et concentrée, il y a coalition des fractures qui forment alors les brèches de l'évènement 1.

Le contexte tectonique responsable de ce premier évènement est difficile à définir parce que la fracturation ne montre que localement quelques orientations qu'il est difficile de mesurer. Certaines brèches montrent une foliation définie par l'orientation de la muscovite fine et des fragments. Des couloirs de déformation avec des fractures à muscovite fine et pyrite ont également été décrits à l'échelle microscopique. Dans les quelques lames minces orientées, un seul niveau de brèche orientée N170°E a été observé. En conséquence, on retiendra pour l'instant que le contrôle et l'orientation de ces fractures ne peuvent pas être définis.

La première phase de minéralisation a des teneurs faibles d'or (<1,5ppm) mais qui semblent être répandus dans l'ensemble du granite. L'or libre n'a pas été observé, mais les analyses chimiques en roche totale montrent une corrélation positive entre la présence de pyrite et l'or.

La **deuxième phase de déformation** montre une relation plus claire avec la tectonique décrochante senestre avec une composante normale, et qui se caractérise par la présence de nombreuses veines, brèches, fentes de tension et de pull-apart sur le plan vertical. Un système de cisaillement majeur a été identifié sur le terrain, lequel est formé par des failles et des plans de cisaillement orientées N100-110°E. Oblique sur ce système, on rencontre des veines de quartz en ouverture orientées N30-50°E, dont les relations avec le cisaillement majeur suggèrent une cinématique senestre et certainement une composante normale dans le plan vertical comme cela a été observé à plusieurs reprises dans les carottes de sondage. Peu de mesures ont pu être faites sur le terrain, en raison du peu d'affleurement et de leur état d'altération. Toutefois, treize mesures de veines et neuf plans de cisaillement montrent des directions moyennes de N045E et N110°E, respectivement. Ces mesures peuvent varier entre N100-130°E et N30-60°E. Le pendage de ces plans est en général vertical ou bien très fort vers le NW.

Le quartz, la chlorite, la calcite, le rutile/leucoxène, la pyrite, la chalcopryrite, la galène, la sphalérite et l'or sont les minéraux qui caractérisent cette phase. La chlorite et la pyrite représentent les premières phases à cristalliser suivies par le quartz, la galène, la chalcopryrite, l'or et la sphalérite. Les veines et fentes de tension ne montrent pas des halos d'altération hydrothermale. Elles sont parallèles entre elles et séparées par des panneaux de roches sans altération (*sheeted veins*).

Cette phase est ainsi caractérisée par les structures suivantes :

- zones de cataclase et veines dont les minéraux hydrothermaux sont cristallisés d'une façon syn- cinématique, surtout le rutile/leucoxène.
- formation de brèches localisées dans les zones d'ouverture avec des fragments anguleux et supportés par une matrice hydrothermale, qui montrent, dans les carottes de sondage, des évidences de jeu à composante normale.
- Formation des structures d'ouvertures orientées N30°-60°E interprétées comme des fentes de tension associées ainsi à une direction de raccourcissement NE-SW responsable de la tectonique décrochante senestre sur le corridor N120°E. Des cristaux de quartz orientés dans la direction d'ouvertures des plans sont répandus et le *comb quartz* aussi, le deux indiquent un remplissage concomitant à l'ouverture des fractures.

La minéralisation de la deuxième phase se caractérise par des teneurs d'or qui peuvent atteindre jusqu'à 70ppm dans les veines les plus enrichies en sulfures. L'or est généralement associé à la galène et répandu dans les fractures des cristaux de pyrite ou dans des cavités présentes dans les veines de quartz.

Les analyses chimiques sur les silicates et sulfures de cette phase de minéralisation ont permis d'établir la composition de chaque minéral. La chlorite montre une composition moyenne variant entre chamoisite et clinocllore. Le calcul de température basé sur ce géothermomètre indique des températures entre 248 et 334°C pour la chlorite des veines et entre 299 à 320°C pour la chlorite des brèches. Le géothermomètre proposé par Kranidiotis et McLean (1987) a pu être utilisé, puisque les chlorites analysés par ces auteurs et celles de notre gisement présentent les mêmes caractéristiques. Le carbonate présent dans les veines et les brèches est la calcite. Concernant les sulfures, la pyrite ne contient pas d'autres métaux dans sa composition, la galène contient 0,2% d'argent, la sphalérite contient entre 0,2-0,6% de cuivre et 0,2-0,8% de fer. L'or contient entre 8-30% d'argent avec un rapport Au/Ag variant entre 8-12.

3.2. Géochimie roche totale

14 échantillons de roches magmatiques faiblement affectées par l'altération hydrothermale ont été analysés à l'exception de l'échantillon de dacite où la séricite est fortement présente sur tous les échantillons et d'un échantillon de monzogranite altéré par la phase 1 et des deux andésites également très altérées. Les granodiorites et l'andésite ont une signature métalumineuse, les granites et les aplites faiblement métalumineuse à péralumineuse et la dacite une signature métalumineuse très forte. Les roches sont majoritairement classées comme calco-alkalines potassiques selon la classification de Le Maitre (1988). Les éléments terre rare (ETR) confirment la signature calco-alkaline de ces roches et montrent des courbes de distribution similaires pour la granodiorite et l'andésite. Les granites ont des anomalies négatives en Europium caractéristique que l'on ne retrouve pas dans les roches encaissantes (granodiorites). Les ETR lourdes sont également 10 à 20 fois plus concentrées dans les granites. La dacite montre un profil ETR comparable à ceux des roches de domaine anorogénique, malgré un appauvrissement en ETR légère. Dans les diagrammes de classification des environnements géotectoniques (Pearce et al., 1996), les granodiorites se placent dans le champ des granites d'arc volcaniques, les granites dans le champ des granites post-collisionnels et la dacite dans le champ des granites intraplaques.

3.3. Géochronologie

Datation U-Pb sur zircon

Les datations menées pour les roches du dépôt TCZ ont été obtenues par les méthodes U-Pb sur zircon par analyse LA-ICP-MS, SHRIMP et LE CA-ID-TIMS. Les zircons, nombreux dans les granodiorites et les granites, sont rares dans les roches hypovolcaniques (andésite et dacite). Les cristaux sont automorphes et montrent des zonations concentriques indiquant une origine magmatique. Les zircons metamicts et fracturés sont très fréquents dans les échantillons de l'encaissant granodioritique et de l'andésite alors qu'ils sont moins présents dans le granite TCZ.

Les résultats les plus précis sont ceux obtenus par la technique LA-ICP-MS, et concernent 24 cristaux de la granodiorite grise et 40 de la granodiorite rouge. Le degré de concordance ($\pm 5\%$ de discordance) varient entre 70 et 80% et les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ varient entre 2000 ± 33 Ma et 2096 ± 41 Ma et entre 1967 ± 22 et 2247 ± 40 , pour la granodiorite grise et rouge, respectivement. Les âges de chaque échantillon affichent une distribution simple dont le pic de probabilité cumulatif est situé autour de ca. 2000 Ma. Les zircons concordants définissent un âge moyen pondéré $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2007 ± 8 Ma (MSWD = 0.2) pour la granodiorite grise et de 1999 ± 5 Ma (MSWD = 0.8) pour la granodiorite rouge. Définie avec les zircons discordants, la courbe Concordia donne des intercepts supérieurs à 2007 ± 8 Ma et 2004 ± 7 Ma (MSWD = 1.6), respectivement (Figure 3). Ces âges sont considérés comme la meilleure estimation de l'âge de cristallisation et sont compris dans la marge d'erreur des âges obtenus pour les analyses SHRIMP (1993 ± 19 Ma, MSWD = 2.1) pour la granodiorite grise et pour la rouge (2018 ± 31 Ma, MSWD = 0.1). La microgranodiorite a été datée par la technique SHRIMP et les 11 cristaux analysés sont concordants et donnent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui varient entre 1932 ± 16 Ma et 2005 ± 20 Ma. La moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordants donne un âge à 1993 ± 12 Ma (MSWD = 0.6). Les zircons discordants donnent un intercept supérieur à 1997 ± 10 Ma (MSWD = 0.7), considéré comme l'âge de cristallisation (Figure 3).

Pour le granite TCZ, la monzogranite et la syenogranite ont été datés par la technique CA-ID-TIMS. Pour la monzogranite, quatre zircons concordants donnent des âges allant de 1989 ± 2 à 1991 ± 3 Ma (2σ). La moyenne pondérée donne des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1989 ± 1 Ma (MSWD = 0.6). Cinq cristaux de la syenogranite sont

concordants et donnent des résultats variant de 1979 ± 4 à 1998 ± 4 Ma (2σ). L'absence de superposition de l'erreur 2σ suggère d'interpréter ces résultats comme plusieurs âges de cristallisation. La moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est de 1996 ± 2 Ma (MSWD = 1.0), ce qui a été considéré comme représentatif de l'âge de cristallisation (Figure 2). Ces âges sont compris dans la marge d'erreur des âges obtenus par les analyses SHRIMP, dont les résultats sont 1984 ± 14 Ma (un seul zircon a été pris en compte) et 1986 ± 12 Ma (MSWD = 1.2) pour le syenogranite et monzogranite, respectivement.

Deux autres échantillons ont été datés que par la technique SHRIMP, un monzogranite affecté par la première phase de minéralisation et un granite facies quartz-syenite granophyrique. Dans le premier, 11 zircons donnent des âges allant de 1967 ± 28 à 2024 ± 34 Ma (2σ). Ils fournissent une moyenne pondérée autour de 1985 ± 11 Ma (MSWD = 1.5) considérée comme l'âge de cristallisation (Figure 3). Pour le faciès quartz-syenite, 7 des 12 zircons analysés ont permis de donner des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre 1932 ± 44 to 2015 ± 36 Ma (2σ). Toutes les données ont été considérées dans le calcul de l'âge intercept supérieur concordia à 1992 ± 12 Ma (MSWD = 0.9).

Les zircons de l'andésite ont été analysés par deux techniques : LA-ICP-MS et SHRIMP. Les résultats sont similaires. Les analyses SHRIMP ont concerné 11 zircons et ont donné des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui vont de 1978 ± 18 à 2017 ± 30 Ma (2σ), dont 8 sont concordants. L'âge intercept est de 2000 ± 11 Ma (MSWD = 1.0). Des analyses LA-ICP-MS ont également été faites avec pour objectif de confirmer ces âges qui peuvent paraître surprenant au regard que les andésites apparaissent alors légèrement plus vieilles que les granites qui les encaissent. 30 zircons sur 34 analysés donnent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant de 1989 ± 32 Ma to 2117 ± 32 Ma (2σ) avec un pic de probabilité supérieur vers ca. 2000 Ma et un autre inférieur vers ca. 2150Ma. Ce dernier a été interprété comme un âge hérité. 13 sur 34 analyses ont été déterminées comme concordantes et fournissent un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ moyen pondéré de 1996 ± 8 Ma (MSWD = 0.1), considéré comme la meilleure estimation de l'âge de cristallisation (Figure 3).

La dacite a été analysée que par la technique CA-ID-TIMS (Figure 3). Trois cristaux donnent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui varient entre 1992 ± 2 et 1994 ± 5 Ma et fournissent un âge moyen pondéré de 1992 ± 2 Ma (MSWD = 0.2).

Afin de vérifier si les zircons analysés dans les granites ne sont pas d'origine hydrothermale, ce qui pourrait expliquer que ceux-ci donnent un âge plus jeune que les andésites qui les recoupent, des profils chimiques de ces zircons ont été faits grâce à la technique du LA-ICP-MS. Ainsi, il a pu être vérifié que les zircons des granites, des granodiorites et des andésites ont des profils ETR qui indiquent clairement une origine

magmatique. Certains profils de zircons de la granodiorite et de l'andésite montrent un enrichissement en ETR légère. De telles modifications ont été interprétées comme le résultat de processus de "metamictization" ce qui a été confirmé par les images en cathodoluminescence.

Datations Ar-Ar

La datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de minéraux d'amphibole et de biotite de la granodiorite a donné des spectres d'âge relativement plat pour une grande quantité de ^{39}Ar libéré, et donc des âges de 1967 ± 14 Ma pour 88% d'argon libéré et de 1946 ± 6 Ma pour 94% d'argon libéré, respectivement. Ces âges ne sont pas des âges plateau, à cause d'âges apparents plus bas en début de dégazage, corrélés avec des rapports K/Ca plus élevés et avec le profil concave du spectre entre 60-70% de libération d'argon. Ceci peut indiquer la présence d'inclusions de petits micas. Pour la biotite, une réinitialisation faible ou incomplète de l'argon est mise en évidence dès les premières étapes de chauffage, probablement comme conséquence de la chloritisation faible observées en lame mince. Un cristal d'amphibole a été sélectionné dans l'andésite et a donné un spectre irrégulier avec un âge de 1878 ± 8 Ma pour 72% de ^{39}Ar libéré, ce qui indique une réouverture partielle possible du système argon autour de 700 Ma. La valeur du MSWD (23) pour cette analyse est très élevée. Les deux premiers âges obtenus pour les minéraux de la granodiorite ont été considéré comme représentatifs du refroidissement des roches (Figure 3) et le troisième âge a été considéré sans signification géologique.

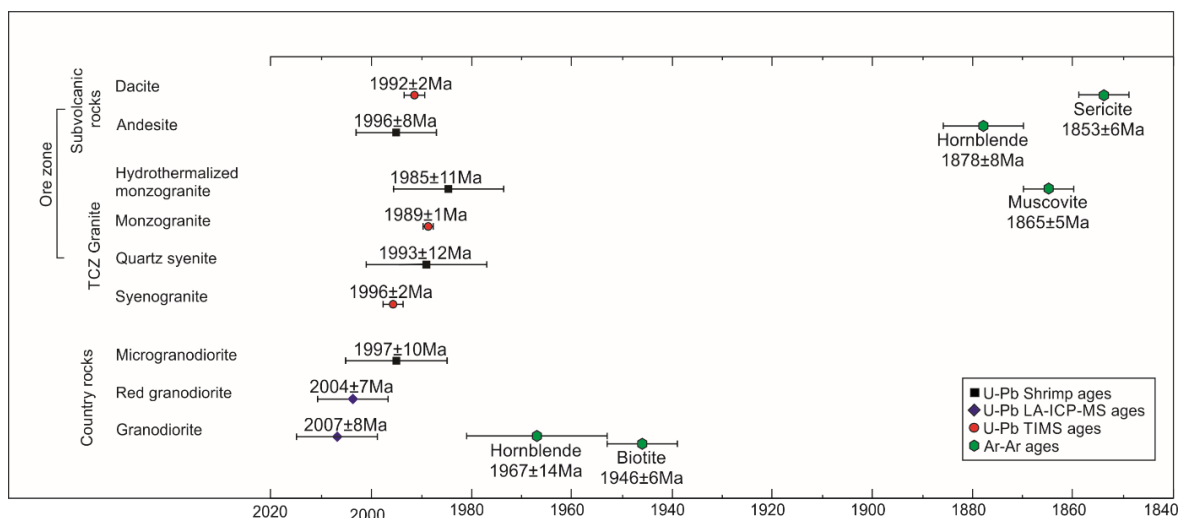


Figure 3 – Tableau synthétique des âges obtenus par les différentes méthodes de datation.

Parmi les minéraux hydrothermaux, une muscovite de la brèche de la première phase de minéralisation et la poudre de la muscovite d'altération de la dacite ont donné des âges plateau de $1865 \pm 5\text{Ma}$ pour 89% d' ^{39}Ar libérée et de $1854 \pm 5\text{Ma}$ pour 83% d' ^{39}Ar libérée, respectivement (Figure 3). Ces âges peuvent être interprétés soit comme l'âge de cristallisation ou d'une remise à zéro du système argon. Les tentatives de datation sur échantillons n'ont pas donné de résultats interprétables.

3.4. Les isotopes de soufre

Les isotopes du soufre ont été analysées sur des concentrés de galène ($-0,3 - 0,3\text{‰}$), de sphalerite ($1,8 - 1,9\text{‰}$) de chalcopyrite ($2,0\text{‰}$) et de pyrite. Parmi les échantillons de pyrite, deux sont issus de la granodiorite ($-4,4 - 5,0\text{‰}$), un d'un mélange de pyrites de première et deuxième phases de minéralisations ($2,9 - 3,9\text{‰}$), un de la dacite ($5,6\text{‰}$), un de l'andésite ($-0,9\text{‰}$) et deux sont représentatifs de la deuxième phase de minéralisation ($1,9 - 3,2\text{‰}$). Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ obtenues varient entre $-4,4$ et $5,6\text{‰}$ et seraient compatibles avec une source magmatique pour le soufre.

4. Discussion

Le dépôt du Tocantinzinho est formé par des roches plutoniques et hypo-volcaniques dont la mise en place s'est déroulée, au minimum entre 2007 et 1989 Ma, dans un niveau crustale peu profond (2-6 km) et contrôlée par des failles décrochantes de direction N100-130°E, probablement en contexte transpressif. L'évènement magmatique a commencé avec la mise en place des roches granodioritiques (2007 – 1997 Ma), roches encaissantes actuelles du dépôt, qui ne sont ni déformées, ni hydrothermalisées et sont stériles et affleurent en domaine externe du corridor tectonique. Dans un délai de temps assez court à l'échelle géologique, le granite Tocantinzinho (1996 – 1989 Ma) a pris sa place au sein des granodiorites et surtout du corridor tectonique, suivi par les roches andésitiques contemporaines à tardives, essentiellement sous la forme de dykes recoupant l'ensemble des roches. Le dernier évènement magmatique concerne l'intrusion du dyke de dacite. Grâce aux analyses chimiques et datations réalisées sur zircon et aussi des datations Ar/Ar (amphibole et biotite), un taux de refroidissement de 6 à $14,7^\circ\text{C/Ma}$ a pu être déterminé. Ce taux relativement faible est compatible avec l'existence de peu de tectonique verticale,

comme cela est souvent le cas dans les domaines archéens et paléoproterozoïques, dominés par les décrochements. Ce résultat est en accord avec la démonstration faite que toutes les roches magmatiques du secteur étudié se sont mises en place sous le contrôle d'une tectonique décrochante des failles N100°-130°E comme l'attestent la géométrie allongée du granite et des andésites, les critères de déformation à l'état solide enregistrés par les roches granitiques et la déformation syntectonique enregistrée par quelques dykes andésitiques.

La présence de contacts de transition entre le granite et les aplites et les pegmatites ainsi que de textures graphiques et micrographiques indiquent une cristallisation à un niveau structural faiblement profond, et donc en condition d'*undercooling*. Basée sur des données indirectes, la profondeur de mise en place du granite a été estimée autour de ca. 1-2Km (pression de cristallisation de ca. 1,1kbar estimée par la géothermométrie des amphiboles de l'andésite). En accord avec les travaux de London (1992, 1989), la cristallisation des pegmatites peut se produire sans saturation en fluides du *melt* granitique. Basée sur les expériences réalisées par Fenn (1986), la saturation en fluide apparaît être un facteur limitant à la formation des texture graphiques dans les roches magmatiques. Ainsi, comme cette texture est relativement très répandue dans les aplites et les pegmatites étudiées, on peut interpréter que la cristallisation des aplites et pegmatites s'est déroulé à partir d'un magma riche en fluides, mais sans atteindre le point de saturation. En plus, toutes ces caractéristiques sont typiques des systèmes granitiques associés aux systèmes hydrothermaux importants souvent à la source de dépôts minéralisés importants (Candela, 1997).

Les critères de déformation enregistrés dans le granite sont caractéristiques d'une déformation à l'état solide. On observe des torsions du réseau cristallin (*kink bands*), la déformation des clivages du plagioclase (*deformational twins*), des *swapped rims texture* dans le feldspath potassique, des microperthites et l'extinction onduleuse du quartz, indicateurs de déformations qui se passent à des températures de l'ordre de 400-500°C (Passchier et Trouw, 2005). Ces températures sont bien en dessous du *solidus* des systèmes haplogranitiques cristallisés dans le niveau crustal peu profond, lequel se situe autour de 650°C. Ainsi, cette déformation est plus certainement la conséquence de la tectonique qui a contrôlée la mise en place d'une partie des dykes d'andésite, éventuellement associé au début du développement de la première phase de minéralisation.

Les âges Ar/Ar obtenus pour les minéraux magmatiques et hydrothermaux fournissent des contraintes importantes pour le modèle du secteur et donc du gisement. Les

minéraux magmatiques (amphibole et biotite des granodiorites) montrent des spectres d'âge non conventionnels qui peuvent être la conséquence de perturbations résultant de la mise en place du granite TCZ. Toutefois, les âges obtenus représentent des âges de refroidissement de ces roches plutoniques et indiquent aussi qu'aucun événement thermique d'ampleur régionale associé à une température supérieure à 320°C (i.e. température de clôture du système argon pour la biotite de ca. 320°C ; Harrison et al. 1985 ; Dahl 1996) a pu affecter ces roches depuis 1946Ma. Ainsi, les âges argon obtenus pour la muscovite hydrothermale ont de grande chance de ne pouvoir représenté que l'âge de cristallisation du minéral. Une remise à zéro du système argon reste toutefois envisageable puisque certains auteurs proposent une la température de clôture du système argon pour ce minéral autour de ca. 350°C (McDoulgall e Harrison, 1988) et donc supérieure à celle de la biotite.

Sur la base des données géochronologiques et sur le fait que le granite a subi une déformation à l'état solide autour de 400-500°C nous pouvons essayer de contraindre l'âge de mise en place des andésites qui reste difficile en raison de son âge très proche des granites et de ses relations à la fois cogénétique (mingling) et de postériorité (enclave de granite dans les andésites). Prenant en compte la température maximal du *solidus* du granite, il sera considéré que l'andésite se met en place au minimum vers 1975 Ma (calculée sur la base de la courbe de refroidissement du granite TCZ). Prenant en compte la température maximale de déformation du granite à l'état solide, il sera considéré que le granite a été déformé dans l'intervalle d'âge maximal entre ca.1953-1964Ma (Figure 4)., peut être considérée comme l'âge de mise en place des dykes tardifs d'andésite contrôlées par la tectonique décrochante.

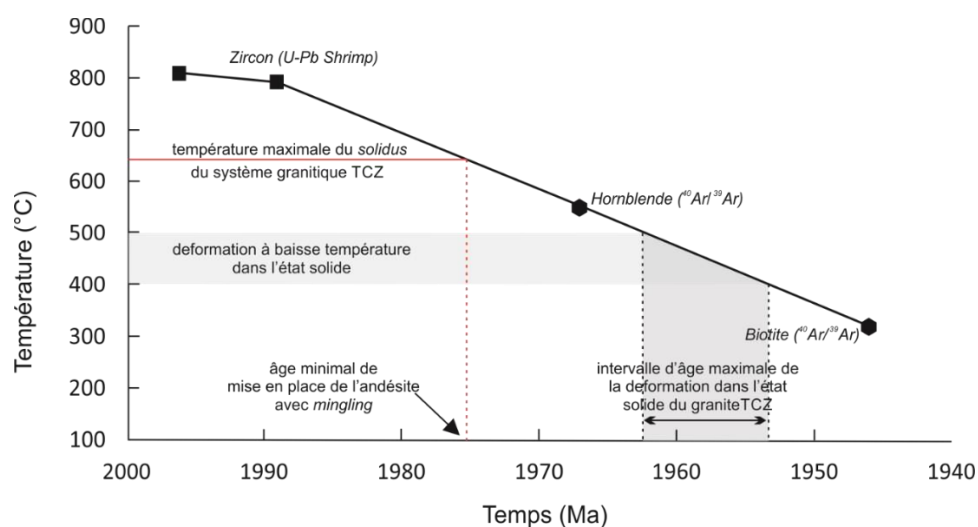


Figure 4 - Courbe de refroidissement obtenue pour le granite TCZ. L'âge minimal a été estimé pour la mise en place des andésites précoces, basé sur la température maximale du *solidus* des systèmes haplogranitique à des profondeurs inférieures à 5Kbar et l'âge maximal de la déformation associée à

la déformation dans l'état solide du granite a été estimé sur la base de l'intervalle de température de la première déformation enregistrée par le granite.

Le granite TCZ est le réceptacle de la minéralisation aurifère qui s'est formée en deux stades, M1 et M2, associés à un événement hydrothermal et une déformation cassante liée au développement d'une porosité secondaire de la roche.

La première phase de minéralisation est encore mal comprise, car le type de déformation responsable de la formation de la porosité secondaire minéralisée au cours de M1 n'a pas pu être bien contraint, en raison de la qualité des données disponibles. Les microfractures et brèches qui hébergent la minéralisation pendant M1, en général, ont une orientation aléatoire, mais des caractéristiques indiquant un contrôle tectonique ont été reconnues. Des études plus détaillées seront nécessaires pour mieux définir une éventuelle direction préférentielle pour cet événement de déformation.

La deuxième phase de minéralisation résulte d'un système de déformation cassante liée à un décrochement senestre avec une composante normale qui a généré des veines extensives et des veinules de quartz et chlorite régulièrement orientées N30-60 °E avec un pendage fort vers le NW, des plans de cisaillement senestres de direction N100-130° E et des structures *pull apart* en faille normale dans le plan vertical. Les indicateurs cinématiques identifiés sur le terrain et dans les lames minces orientées, attestent de la déformation senestre. Les veines de quartz minéralisées sont interprétées comme des fentes de tension générées en réponse à une direction de raccourcissement NE-SW (Figure 5). Les textures de ces veines de quartz, principalement des quartz en peigne parallèles à la direction d'ouverture montrent que la tectonique était active lors du remplissage de ces veines.

Ainsi, s'il reste difficile de démontrer une relation directe entre la phase M2 et le magmatisme, il est démontré qu'il existe une relation génétique entre la déformation décrochante normale et l'hydrothermalisme.

Considérant le potentiel de développement des systèmes hydrothermaux du granite Tocantinzinho, les données géochronologiques (ce travail) et les caractéristiques de chaque phase de minéralisation (ce travail), deux hypothèses de formation sont proposées pour le dépôt du Tocantinzinho. Les caractéristiques majeures sont rappelées dans le Tableau 1.

La première hypothèse d'évolution du dépôt Tocantinzinho considère un lien génétique entre le magmatisme granitique et la première (voir deuxième) phase de minéralisation et dans ce cas l'âge argon de la muscovite est considéré comme un âge de remise à zéro par un événement postérieur. La deuxième hypothèse considère que les deux phases de minéralisation sont postérieures et déconnectées du magmatisme Tocantinzinho

et dans ce cas, l'âge argon de la muscovite représente l'âge du minéral et donc l'âge de la minéralisation.

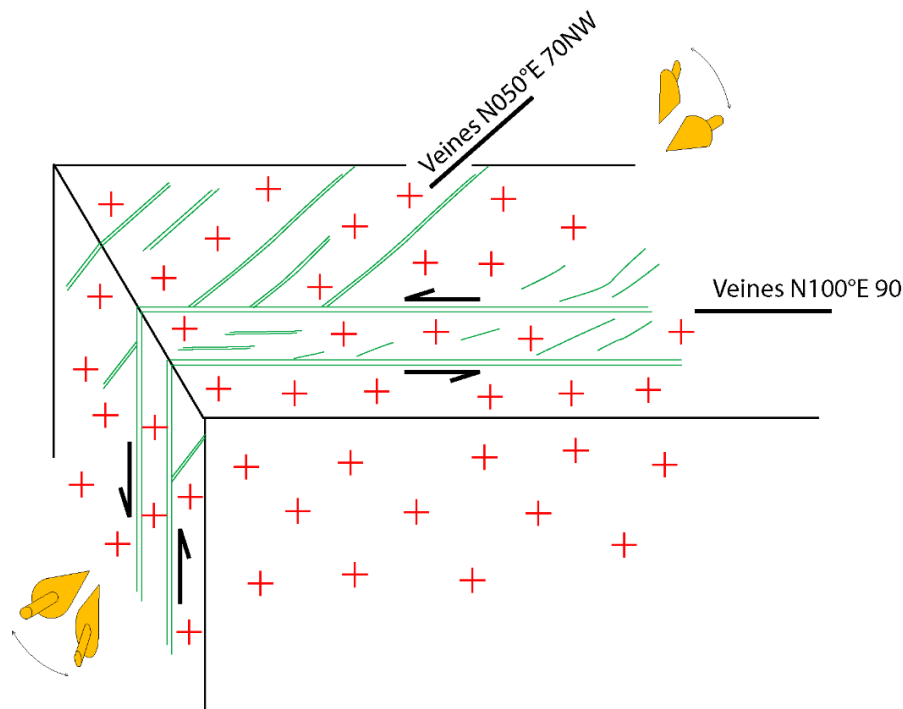


Figure 5 – Association entre fentes de tension N050°E et veines cisailantes N100°E indicateur d'un cisaillement senestre normal au cœur du granite de Tocantinzinho.

Tableau 1 – Caractéristiques majeures de chaque phase de minéralisation

Première phase	Deuxième phase
Teneur en or faible (<1,5ppm)	Teneur en or important (entre 2,5 – 70ppm)
Réseau de microfractures et brèches	Veines extensionnelles et brèches
Limitée au granite	Observée dans le granite et andésite.
Contrôle structural non défini	Structures contrôlées par les failles décrochantes senestres
Muscovite fine + pyrite + or	Quartz + chlorite + calcite + rutile + albite + pyrite + chalcoppyrite + galène + or libre
Âge argon 1865 ± 5Ma ; 1854 ± 5Ma ?	Aucun âge disponible

Dans l'hypothèse 1, le granite TCZ a pris place au milieu de la granodiorite entre 1996 et 1989Ma. Les aplites et les pegmatites ont pu cristalliser lors de sa mise en place à faible profondeur et donc peut-être en condition d'*undercooling* (Figure 6A). Une fracturation hydraulique, conséquence de l'exsolution des fluides concentrés dans le *melt* granitique au cours de sa cristallisation est alors responsable de la fracturation et de la formation des brèches de la première phase de minéralisation (Figure 6B). La fracturation a permis aux

fluides de circuler et ainsi de minéraliser le granite. Après la mise en place des dykes d'andesites, le granite a refroidi et le système hydrothermal s'est atténué (Figure 6C). 100 Ma d'année plus tard, les structures préexistantes ont été réactivées par la tectonique décrochante normale de l'évènement M2 qui contrôle la formation des fentes de tension et des brèches 2 qui ont été remplies de manière syn- à post-tectonique par des fluides extérieurs au granite TCZ (Figure 6D).

Dans l'hypothèse 2, le granite TCZ a pris place au sein de la granodiorite entre 1996 et 1989 Ma. Les aplites et les pegmatites ont cristallisé en fin de processus comme fréquemment dans les systèmes magmatiques, même en conditions d'*undercooling*. Les dykes d'andesites ont pris leur place et le granite a refroidi lentement comme l'atteste la courbe de refroidissement obtenue dans ce travail (Figure 7A). 100 Ma d'année plus tard, les structures préexistantes ont été réactivées par la tectonique décrochante normale responsable de la formation des deux phases de minéralisation : une première phase formée par un processus d'altération séricitique du plagioclase (Figure 7B) dissipant la muscovite et la pyrite le long des contacts entre minéraux, dans les plans de fracture, dans les clivages des feldspaths potassiques et le long des contacts entre le granite et les dykes d'andésite. Dans un procédé continu, sur le point de vue tectonique, le cisaillement décrochant senestre évolue vers une tectonique transtensive qui a contrôlé la formation des fentes de tension et des brèches remplies de manière syn- à post-cinématique par des fluides extérieurs aux systèmes magmatiques porteurs de la minéralisation (Figure 7C).

En accord avec les travaux de Dingwell (1995, 1997), les systèmes granitiques peu profonds peuvent générer des systèmes de fracturation dans ou en dehors de l'intrusion. Ce processus de fracturation peut être le résultat soit de facteurs internes le plus souvent liés aux processus magmatiques, de cristallisation, ou bien par des facteurs externes reliés à la tectonique ou au volcanisme. Pour le dépôt du Tocantinzinho, l'intervention des facteurs externes est envisagée, notamment en raison de la démonstration du contrôle tectonique de la mise en place du magmatisme et surtout des andésites. Toutefois, la fracturation et donc la première concentration de l'or restent localisées dans le granite, l'aplite et la pegmatite, et également au contact avec les andesites, ce qui peut représenter un argument à l'existence également de causes internes. La présence de textures en puzzle (jigsaw puzzle texture) suggère que la fracturation a pu être assistée par des fluides (Jebrak 1997) et donc encore une fois contrôlée par des causes internes. Cependant, les brèches du stade M1 ne sont pas caractéristiques de brèches hydrauliques mais plutôt de brèches tectoniques et montrent que les deux types de causes, internes et externes, ne peuvent être exclues du processus de formation de la minéralisation du stade M1.

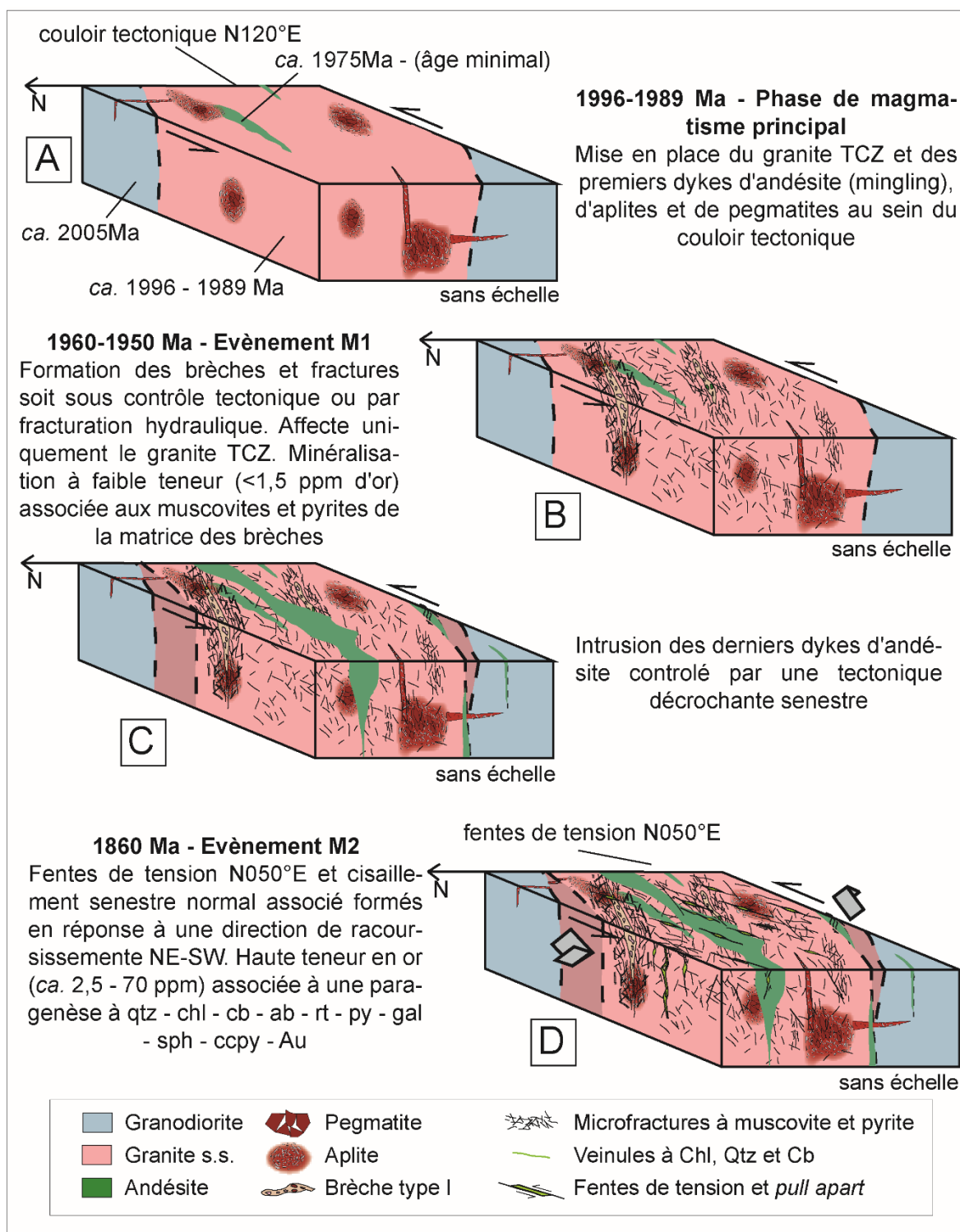


Figure 6 - Bloc diagramme en quatre étapes synthétisant l'évolution du dépôt TCZ selon l'hypothèse 1 qui prend en compte un lien génétique entre minéralisation M1 et granite TCZ. L'évènement M2 est alors tardif et responsable du rajeunissement des âges argon des muscovites du stade M1. Ab - albite ; au - or ; cc - calcite ; Ccpy - chalcopryrite ; Chl - chlorite ; gal - galène ; py - pyrite ; QTZ - quartz ; rt - rutile ; Sph - sphalérite.

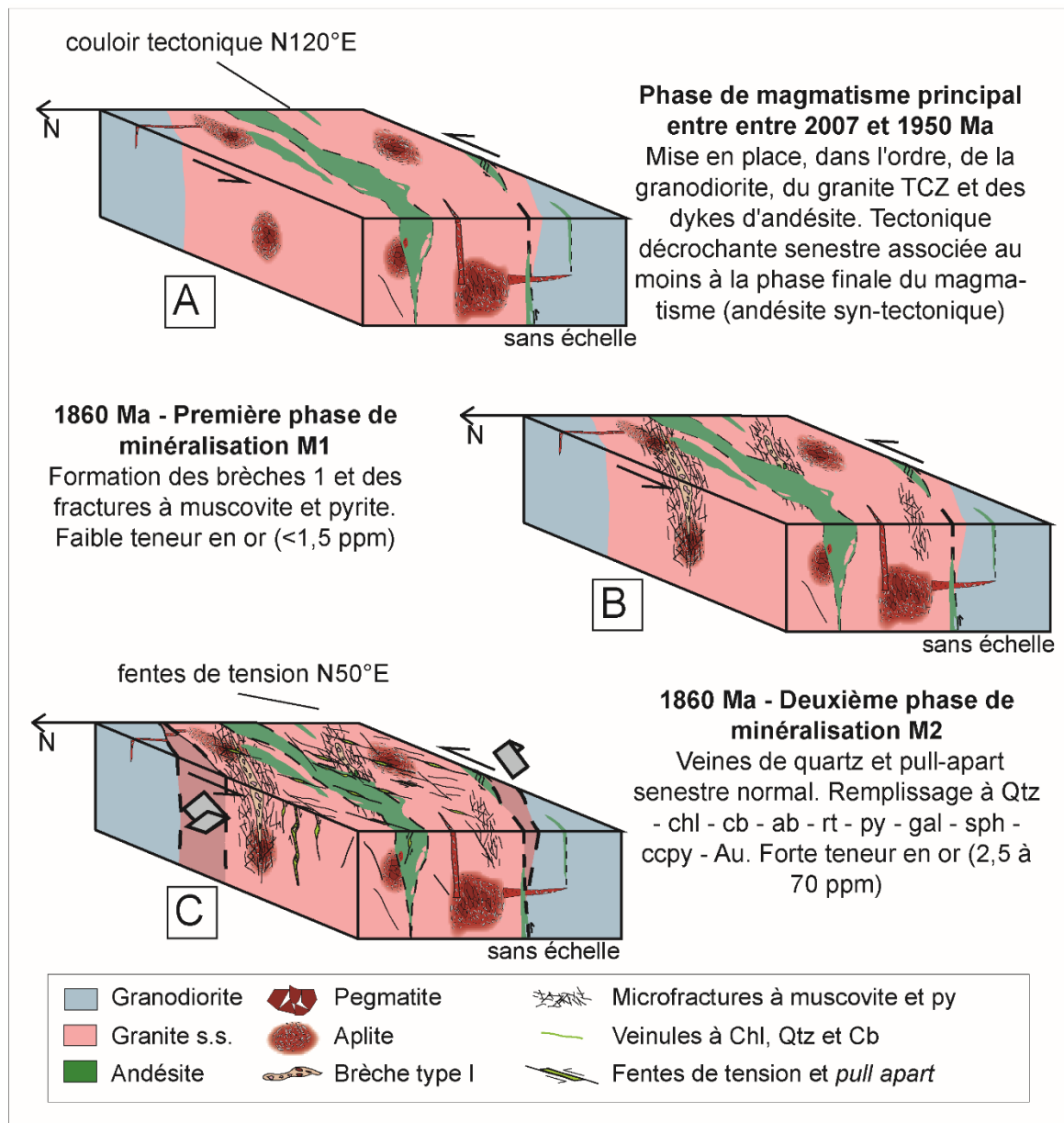


Figure 7 – Bloc diagramme en trois étapes synthétisant l'évolution du dépôt TCZ prenant en compte l'hypothèse de fluides minéralisateurs M1 et M2 déconnectées génétiquement du granite TCZ. Ab - albite ; au - or ; cc - calcite ; Ccpy - chalcopryrite ; Chl - chlorite ; gal - galène ; py - pyrite ; QTZ - quartz ; rt - rutile ; Sph – sphalérite.

Toujours dans le cas de l'hypothèse 1, il est admis que l'évènement M2 serait responsable de la remise à zéro du système argon des muscovites et des séricites du stade M1. Le problème de cette remise à zéro est qu'elle ne doit pas affecter les âges argon des minéraux de la granodiorite (amphibole et biotite) qui conservent des âges anciens (1967 – 1946Ma). Ainsi, il reste difficile d'expliquer la présence d'un évènement thermique dont les effets ne seraient que locaux au point de n'affecter que les âges argon des minéraux prélevés au cœur du corridor tectonique et non pas ceux situés hors de ce système. Les

températures estimées pour l'évènement M2, basées sur le géothermomètre du chlorite (243° et 334°C) et sur les premières données d'inclusions fluides analysées dans le quartz des fentes de tension et des veines minéralisées (280 – 327°C, Queiroz, 2013 ; Villas et Queiroz, 2013) sont proches de la température de clôturation du système argon de la muscovite (e.g., 350°C ; McDougall et Harrison, 1988). Cela pourrait expliquer la remise à zéro des minéraux uniquement présents dans le corridor tectonique bien que cette question reste toujours irrésolue à ce stade.

L'hypothèse 2 offre l'avantage d'être plus en accord avec les données argon de ce travail et propose une interprétation plus simple, soit l'intervention d'un évènement tectono-magmatique minéralisateur aux alentours de 1860 Ma, évènement déjà connu dans le secteur étudié et appelé phase "Maloquinha" (Coutinho et al., 2008; Klein et al., 2001b, 2002, Santos et al., 2001). Ainsi, le processus responsable de la première phase de minéralisation serait similaire à celui de "muscovitisation" décrit par Cavailhes et al. (2013) et résulterait donc d'incorporation mécanique et d'altération syn-cinématiques pouvant aller jusqu'à remplacer 35% du volume total feldspath en cristallisant des phyllosilicates (biotite, mica blanc et chlorite), dispersés et distribués aux limites des minéraux, des plans de fracture et de cisaillement. Selon ces auteurs, le seul facteur limitant à ce processus serait des conditions P-T trop importantes qui auraient l'effet d'inhiber la "muscovitisation". Ainsi, nos températures plutôt proches de 200°C seraient nécessaires à la réalisation de ce processus. Cela représente un argument supplémentaire à l'hypothèse 2, puisque la formation de ces muscovites et séricites pendant un évènement proche du magmatisme serait alors exclue puisque les températures seraient alors bien supérieures au minimum requis.

Par contre, dans le cas de cette hypothèse 2, il demeure tout de même surprenant d'observer deux phases de déformation formées dans un même contexte tectonique (senestre et senestre normal) et dans un même niveau structural (tectonique cassante) qui montrent des styles de déformation, de minéralisation et des paragenèses associées si drastiquement différentes.

5. Conclusion

Les résultats principaux de ce travail sont :

- Au moins **quatre types de roches magmatiques composent la zone de Tocantinzinho** au sein de la Province aurifère du Tapajos. Du plus ancien au plus jeune, nous avons montré la mise en place successive de : i) **granodiorite** d'ampleur régionale et dont les limites dépassent celles du domaine minéralisé sur lequel nous nous sommes concentré ; ii) syenogranite et monzogranite qui forment le **granite Tocantinzinho**, encaissant de la minéralisation du gisement et qui est affecté par deux phases de minéralisation bien définies ; iii) dykes d'**andésite** qui sont intrusifs dans les roches précédentes et qui sont faiblement affectés par la minéralisation; et (iv) les dykes de **dacite** qui sont intrusifs dans toutes les autres roches, dont l'évolution et la relation avec ses encaissants et la minéralisation restent mal compris ;
- Les données géochronologiques U-Pb sur zircon montrent que **la phase magmatique majeure de la région du Tocantinzinho a duré environ 18Ma, entre 2007 et 1989 Ma**, ce qui correspond à la mise en place des granodiorites et du granite TCZ. Les dykes d'andésite ont un âge minimum de 1975 Ma pour sa première phase de mise en place et un âge maximum entre 1960-1950Ma pour les dykes tardifs. Cette fourchette d'âge a été obtenue grâce à la prise en compte des relations entre déformation, température de déformation à l'état solide imposées du granite TCZ et de la courbe de refroidissement ;
- Les données géochimiques intégrées avec les données structurales et géochronologiques suggèrent que **les roches Tocantinzinho ont été générées par le magmatisme Creporizão** associé à une tectonique décrochante senestre le long de structures de direction NW-SE ;
- La combinaison des données U-Pb et Ar/Ar ont permis de calculer une courbe de refroidissement qui suggère **des vitesses de refroidissement entre 3,6 et 14,6°C/Ma considéré comme faible à modérée** par rapport aux orogènes modernes. Ces taux **indiquent que l'exhumation verticale n'a pas été très importante au cours du refroidissement des roches Tocantinzinho**, ce qui est compatible avec le style tectonique "archaïque" contrôlé par des mouvements essentiellement horizontaux (grands décrochements et mise en place de magmatisme important) ;
- **La minéralisation aurifère dans le gisement du Tocantinzinho** a été caractérisée en fonction de sa minéralogie et ses caractéristiques structurales qui permettent de définir **deux phases distinctes de minéralisation, les deux étant associés à des structures fragiles ; la deuxième phase montre un contrôle tectonique bien défini**. Les deux phases de minéralisation sont spatialement limitées au couloir

tectonique délimité par les grandes failles décrochantes senestres de direction N100°-130°E ;

- **La première phase de minéralisation est moins comprise sur le plan structural et montre une teneur de minéralisation faible associée à des microfractures et des brèches remplis par la muscovite (séricite) et la pyrite.** La génération de ces fractures a été attribuée à un processus de fracturation hydraulique et le modèle de minéralisation de type porphyrique a été suggéré, mais des caractéristiques importantes de ces systèmes minéralisateurs sont manquantes et donc la validation de ce modèle reste toujours hypothétique ;
- **La deuxième phase de minéralisation à teneur d'or très haute mais localises a été contrôlée spatialement et génétiquement par un cisaillement décrochement sénestre avec une composante normale.** La direction des structures minéralisées N30°-60°E sont des fentes de tension et des *pull-apart* remplis par essentiellement du quartz et de la chlorite, avec galène, pyrite, sphalérite, chalcoppyrite et or libre associé. Le modèle de minéralisation distale associée à système de minéralisation d'or associés aux intrusions (IRGS) a été proposé et discuté, mais des travaux supplémentaires sont nécessaires à la caractérisation des fluides associés ;
- La datation des événements hydrothermaux M1 et M2 a été tentée par datations Ar/Ar sur muscovite et séricite de l'altération et U-Pb sur rutile des veines M2. Seul l'âge argon a montré des résultats significatifs, même si ces derniers ne sont pas concluants. En effet, il n'a pas été possible de déterminer si les âges obtenus correspondent à l'âge de la minéralisation ou à un rajeunissement du système argon. Malgré ça, ces données argon montrent clairement **l'influence d'un l'événement magmatique/minéralisateur associée au magmatisme Maloquinha sur le gisement du Tocantinzinho.**

Quel que soit le modèle adopté, **les conséquences de notre travail sur les projets d'exploration et d'exploitation du gisement Tocantinzinho sont fondamentales.** Il a été démontré clairement que la tectonique était un facteur essentiel pour la formation du gisement. La tectonique en question est toujours fragile quel que soit l'évènement concerné (M1 ou M2) et se développe uniquement qu'au cœur du corridor tectonique formé par les failles d'échelle régionale N120°E. Les guides d'exploration sont maintenant mieux contraints de par la signification majeure de ce corridor tectonique mais également de par la démonstration de l'existence d'une composante normale ce qui laisse augurer donc de possible extension en profondeur vers le NW, selon la direction du corridor tectonique.

Sur ce plan, il est donc fondamental d'associer dans l'espace au moins les trois paramètres suivants dans toute recherche de minéralisation : direction structurale N120°E, l'évènement tectonique senestre normal et le magmatisme Maloquinha pour cibler de futures zones potentielles. Si l'ouverture d'une carrière permet également un jour d'avoir de meilleures conditions d'affleurement, il sera nécessaire de vérifier de la véracité des virgations entre faille principale N120°E et N100°E tel que dessinées sur les cartes de la mine. Dans l'hypothèse d'un cisaillement senestre, ce type de structure pourrait être à l'origine d'ouvertures pull-appart à grande échelle qui pourraient alors être les sites de surconcentrations importantes. Cette hypothèse reste bien hypothétique au regard des données actuelles mais représente un exemple des conséquences du modèle structural présenté dans ce travail. Dans le même ordre d'idée, il pourrait paraître utile même si très difficile de rechercher le lieu où peut se trouver l'intrusif de type "Maloquinha" qui serait à l'origine de la minéralisation afin d'éventuellement retracer une zonation entre un pôle distal déjà riche et un pôle proximal au potentiel prometteur.

Enfin, le résultat essentiel de ce travail restera la caractérisation à la fois structurale et minéralogique des deux phases de minéralisation, préalablement traités comme un seul événement, et surtout de démontrer le contrôle structural sur l'évolution du dépôt. La question fondamentale restera l'écart de temps existant entre les événements minéralisateurs M1 et M2 et la raison de leur style distinct de déformation, de minéralisation et de paragenèse. Pour répondre à cette question, la réalisation de données géochronologiques supplémentaires, ainsi que la caractérisation de la nature et la source des fluides minéralisateurs (géochimie isotopique et microthermométrie des inclusions fluides) sont les étapes suivantes indispensables. Egalement, il sera crucial d'obtenir de meilleures contraintes géochimiques et géochronologiques sur les roches hypo-volcaniques pour mieux comprendre les relations avec les roches plutoniques du gisement et leurs rôles par rapport aux deux phases de minéralisation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Zona de exposição de rocha na zona mineralizada, em cava aberta por garimpeiros para a extração de ouro.	52
Figura 2 - Mapa geológico simplificado do depósito TCZ mostrando a distribuição das linhas de seção contendo as sondagens descritas e amostradas, bem com a projeção em superfície das amostras coletas para análise geocronológica.....	54
Figura 3 - Mapa qualitativo da presença de enxofre (esquerda) e do molibdênio (direito). Notar que ambos são similares, devido a um problema analítico de sobreposição de alguns dos picos característicos destes elementos.	58
Figura 4 - Imagem catodoluminescência obtida para um conjunto de zircões analisados pelo método SHRIMP.	60
Figura 5 - Províncias tectônicas do norte do Brasil. A área hachurada destaca o Domínio Tapajós na região central da Província Tapajós-Parima, onde se situa o depósito Tocantinzinho. Fonte: modificado de Vasquez e Rosa-Costa (2008).....	67
Figura 6 - Propostas de subdivisão geotectônica do Cráton Amazônico, segundo Tassinari et al. (1999), à esquerda e segundo Santos et al. (2000) à direita. Fonte: Reis, 2006.....	68
Figura 7 - Limites geotectônicos e subdivisões da Província Tapajós-Parima. Fonte: Santos et al. (2004)	70
Figura 8 – A - Localização da Província mineral do Tapajós (PMT) em relação ao Cráton; B - mapa geológico simplificado da PMT (Almeida et al., 2000) com localização do depósito do Tocantinzinho (TCZ); C - distribuição dos domínios orogênico e pós-orogênico a anorogênico, na PMT (Klein et al., 2001).	72
Figura 9 - Representação esquemática do Megassistema de Falhas Transcorrentes do Tapajós (<i>strike slip fault system</i>) segundo o modelo de zona de cisalhamento e fraturas extensionais de Riedel. Ao lado a classificação dos garimpos estudados no PROMIN-TAPAJÓS. Fonte: modificado de Santos e Coutinho (2008).....	76
Figura 10 – Subdivisão dos Sistemas auríferos relacionados a intrusões (IRGS) sistemas oxidados e reduzidos. Fonte: Robert et al, 2007.	79
Figura 11 - Zoneamento dos veios mineralizados em ouro nos IRGS. Fonte: Hart et al. 2002	81
Figura 12 – Estilos de mineralização associadas aos ambientes de magmatismo oxidante, aos quais se associam os IRGS oxidados.	82
Figura 13 – Lineamento Tocantinzinho e localização de alguns dos depósitos conhecidos na região. Fonte: Juras et al. (2011).....	85
Figura 14 – Fotografia mostrando a alteração hidrotermal informalmente denominada granito salame, à esquerda, em função do seu aspecto mesoscópico. Esta alteração se caracteriza pela cor vermelha e pela presença de cristais de microclínio e de sílica amebóide. À direita	

- fotografia mostrando a alteração denominada de granito smoky, que se caracteriza pela cor cinza a verde e quantidades variáveis de quartzo. 86
- Figura 15 - Mapa geológico do depósito Tocantinzinho e seção geológica simplificada ilustrando as relações de contato entre os diferentes litotipos e a delimitação da zona mineralizada. Fonte: Juras et al. (2011). 87
- Figura 16 - Relações temporais entre os tipos de alteração hidrotermal e sequência paragenética dos minerais do minério no depósito Tocantinzinho. Fonte: Santiago et al. (2013)..... 88
- Figura 17 - Fotografias e fotomicrografia mostrando as feições características da Fase I de mineralização. **A** – sienogranito brechado exibindo fraturas preenchidas por mica branca fina e pirita; **B** - monzogranito brechada o e com matriz composta por mica branca fina; **C** - fotomicrografia com nicois paralelos mostrando intenso fraturamento em cristal de feldspato potássico que contém inclusões de plagioclásio sericitizado. Notar que as fraturas não afetam este último tão intensamente quanto afetam o primeiro; **D** - fotomicrografia com nicois cruzados mostrando as fraturas preenchidas por mica branca fina. Notar que o plagioclásio está sericitizado e é possível observar em alguns locais a continuidade das microfraturas preenchidas por mica branca fina pra o seu interior, conforme indicado pela seta vermelha. Notar a presença de um veio de quartzo e carbonato cortando as estruturas de M1; **E** - fotomicrografia com nicois paralelos de um aplito granofírico contendo cristais subédricos de pirita; **F** - mesma fotomicrografia de E com nicois cruzados ressaltando a presença de mica branca fina cristalizada ao longo dos contatos minerais, microfraturas e envolvendo cristais de pirita; **G** - Brecha tipo I composta por fragmentos de quartzo e feldspato potássico com uma matriz de mica branca fina, pirita (setas amarelas) e algumas lamelas de mica brancas. Notar a passagem difusa entre os fragmentos de plagioclásio e a matriz da brecha (setas vermelhas). Cb – carbonato; Fk – feldspato potássico; Mb – mica branca; Pl – plagioclásio; Qtz – quartzo..... 131
- Figura 18 - Fotomicrografias com nicois cruzados mostrando feições indicativas de um controle tectônico sobre as estruturas em M1. **A** - “Corredor” de deformação que concentra as microfraturas preenchidas por mica branca fina. A linha branca tracejada destaca os limites desta estrutura. Notar que externamente ao corredor de deformação praticamente não se observam microfraturas; **B** - Orientação da mica branca fina em uma brecha tipo I, definindo uma foliação; **C** - Lamina orientada mostrando nível de brecha tipo I com direção N170°E, cortada por veio de quartzo posterior de direção N50°E. As linhas vermelhas indicam a direção das estruturas medidas. Base da lâmina 4,5 cm. 132
- Figura 19 - Fotomicrografias mostrando as rochas subvulcânicas afetadas pela Fase I de mineralização. **A** - fotomicrografia com nicois cruzados mostrando andesito hidrotermalizado, com mica branca fina substituindo o plagioclásio em pseudomorfismo e disseminada junto a clorita e ao carbonato, substituindo os minerais da matriz da rocha. Alguns cristais de pirita disseminados são observados; **B** - dacito pervasivamente

sericitizado com raros cristais de muscovita associados. Cb – carbonato; Chl – clorita; Lcx – leucoxênio; Mb – mica branca fina; Op – opaco; Py – pirita; Qtz – quartzo 133

Figura 20 – Imagens das cartografias químicas qualitativas feitas em microsonda eletrônica em diferentes amostras de M1, mostrando a resposta para cartografia dos elementos Au, Fe e S. Notar que mesmo na amostra com 12,96ppm de ouro não há contraste significativo na cartografia do ouro. As Fotografias à esquerda correspondem a porção da lâmina em que a cartografia foi realizada..... 136

Figura 21 - Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para monocristais de muscovita de uma brecha representativa de M1 e para o pó (60-100mesh) da muscovita fina associada a alteração do dacito. 137

Figura 22 - Histogramas de distribuição das idades argônio obtidas a partir da análise *in situ* de mica branca fina. Notar que não há uma distribuição semelhante das idades entre as três amostras, tampouco a predominância de uma única idade. 138

Figura 23 - Estereogramas e diagramas de roseta mostrando as principais estruturas observadas no depósito TCZ. **A** - representação dos planos dos veios de quartzo associados ao cisalhamento (N=13); **B** - representação dos planos do cisalhamento principal (N=9); **C** - diagrama de rosetas com a distribuição das medidas obtidas para os veios de quartzo; **D** - diagrama de rosetas com a distribuição das medidas obtidas para o cisalhamento principal..... 139

Figura 24 - Veios de quartzo de direção N50°E conjugados a um plano de cisalhamento N80°E, indicando uma movimentação sinistral. 140

Figura 25 - Fotografia mostrando a relação espacial e temporal entre a as duas fases de alteração M1 e M2. Observar uma brecha tipo I, com seu aspecto turvo, coloração esverdeada e presença de fragmentos cortada por vênulas de clorita e quartzo, típicas de M2. Notar que as vênulas parecem interrompidas por cristais de quartzo (setas vermelhas). 140

Figura 26 - Fotografias mostrando as estruturas que caracterizam a fase II de mineralização. **A e B** - estruturas mais comuns na zona mineralizada. Fraturas milimétricas a submilimétricas preenchidas por quartzo, clorita, carbonato e pirita, que são paralelas entre si; **C** - estrutura tipo *pull apart* comumente observada junto às fraturas tensionais; **D** - brecha com matriz de quartzo e clorita; **E e F** - veios de quartzo com sulfetos. Nestas estruturas a galena, calcopirita e a pirita são comuns, assim como ouro livre pode ser observado; **G** -veio de quartzo rico em calcopirita na porção central do veio, o qual termina em uma estrutura tipo *pull apart* preenchida por uma brecha do tipo II, mostrando que estas estruturas estão geneticamente relacionadas. Ccpy – calcopirita; Gal – galena; Py – pirita. 142

Figura 27 - Fotomicrografias mostrando as estruturas características de M2. **A** - fotomicrografia com nicois paralelos mostrando veio de quartzo do tipo tensional, marcado pela cristalização de quartzo euédrico. O carbonato e a clorita integram a paragênese destes veios. Notar que a linha tracejada em vermelho marca o limite entre o quartzo ígneo (Qtz1) e o quartzo hidrotermal (Qtz2). **B** - fotomicrografia com nicois cruzados mostrando uma

fratura tensional em meio ao andesito. Notar que o andesito está sericitizado e com pirita disseminada (M1) e cortado por uma vênula da fase II preenchida por carbonato e cristais piramidais de quartzo; **C** e **D** - veios de quartzo “em pente” (*comb quartz*), cortando o granito, em C, e cortando o andesito hidrotermalizado, em D; **E** - zona com recristalização de quartzo ao longo de planos de cisalhamento. Notar a presença de finos cristais de albita, os quais ajudam a identificar a que fase hidrotermal à qual o quartzo se associa, tendo em vista as paragêneses distintas de M1 e M2. Notar a presença de fragmentos sericitizados, indicados pela seta vermelha, que também auxiliam na definição da cronologia dos eventos, já que as microfraturas com muscovita fina caracterizam M1. **F** - brecha com matriz de clorita na qual cristais de rutilo estão orientados segundo a deformação. Ab – albita; Cb – carbonato; Chl – clorita; Ser – mica branca fina; Qtz – quartzo; Rt - rutilo..... 143

Figura 28 - Fotomicrografias com nicois cruzados mostrando nível de quartzo cortando brecha do tipo I. **A** - fotomicrografia mostrando a lamina toda, notar zona de quartzo com direção N100-110°E cortando níveis de brecha tipo I; **B** - detalhe do nível de quartzo mostrando cristais orientados de acordo com a direção do cisalhamento sinistro; **C** - detalhe do quartzo mostrando cristais deformados formando uma espécie de sigmoide também indicando movimento sinistral..... 144

Figura 29 - Fotomicrografia com nicois cruzados mostrando um veio de quartzo com direção N50-60°E em meio a brecha do tipo I. Os cristais de quartzo são obliquos em relação ao veio de direção N-S e a direção de alongamento dos cristais indica uma cinemática sinistral durante a cristalização do veio. 145

Figura 30 - Veio de quartzo cortando brecha tipo I, mostrando diversas estruturas em *pull apart* ao longo da extensão do veio. Essas estruturas, por sua geometria, sugerem movimentos em falha normal para sua formação. 145

Figura 31 - **A** e **B** - Fotomicrografias com nicois paralelos mostrando cristais euédricos de pirita que exibem sombras de pressão realçadas pela cristalização de clorita; **C** - fotomicrografia com nicois cruzados mostrando cristais pirita subédrica a anédrica com clorita em sombras de pressão; **D** - imagem de elétrons retroespalhados (BSE) obtida em MEV realçando a presença da galena junto à clorita da fotomicrografia C. Chl – clorita; Gal – galena; Py – pirita. 147

Figura 32 – Diagrama Fe/(Fe+Mg) vs. Al^{IV} (Bailey, 1988) para classificação de cloritas. Os símbolos em vermelho representam a composição média dos cristais analisados. 148

Figura 33 – Fotomicrografias mostrando as formas de ocorrência da calcita e da albita associadas a M2. **A** - fotomicrografia com nicois paralelos mostrando um cristal de plagioclásio sericitizado, cortado por uma vênula de albita e calcita. Notar a limpidez da albita hidrotermal quando comparada ao plagioclásio sericitizado na porção não seccionada pela vênula (seta vermelha); **B** - fotomicrografia com nicois cruzados mostrando um detalhe do processo descrito em A. **C** - fotomicrografia com nicois cruzados mostrando cristais de calcita com inclusões de clorita e com textura de preenchimento em

pequenos triângulos. Cavidade preenchida em meio ao andesito hidrotermalizado; **D** - fotomicrografia com nicois paralelos mostrando vênula de quartzo exibindo cristais de calcita com textura de preenchimento em pequenos triângulos, clorita e cristais de rutilo. Ab – albita; Cc – calcita; Fk – feldspato potássico; Pl – plagioclásio; Py – pirita; Qtz – quartzo; Rt – rutilo..... 152

Figura 34 - Fotomicrografias mostrando cristais de rutilo que pertencem a paragênese da fase II de mineralização. **A** - Fotomicrografia com nicois paralelos mostrando cristais de rutilo inclusos no quartzo; **B** - fotomicrografia em luz refletida mostrando cristal de rutilo cristalizado em fratura na pirita; **C** - fotomicrografia com nicois cruzados mostrando cristais de rutilo cristalizados nas bordas de brechas tipo II, em andesito; **D** - fotomicrografia em luz refletida mostrando um cristal de rutilo em veio de quartzo, notar que os cristais são composicionalmente heterogêneos. Chl – clorita; Py – pirita; Rt – rutilo; Qtz - quartzo. 153

Figura 35 - Imagem de elétrons retroespalhados obtida no MEV para cristais de rutilo com zonas heterogêneas. 153

Figura 36 – **A** - Fotomicrografia com nicois cruzados mostrando cristais de quartzo com textura em pente e de clorita cristalizados em um veio de pirita maciço cortando sienogranito; **B** - mesma fotomicrografia de A, levemente rotacionada, em luz refletida mostrando os cristais de pirita com fraturas preenchidas por galena e ouro. **C** – Fotomicrografia com nicois cruzados mostrando cristais de quartzo euédricos, clorita e calcita cristalizados em planos de fratura e em meio a cristais de pirita de um veio de pirita maciço que corta sienogranito. **D** – Quartzo com textura em pente em vênulas de quartzo e pirita cortando o dacito sericitizado. 155

Figura 37 - Fotomicrografias mostrando a forma de ocorrência dos sulfetos em M2. **A** - fotomicrografia em luz refletida mostrando cristais de galena, esfalerita e calcopirita em um veio de quartzo; **B** – fotomicrografia em luz refletida mostrando textura em pequenos triângulos em meio à cristais de quartzo de um veio; **C** – fotomicrografia em luz refletida mostrando galena e ouro preenchendo fraturas em um veio maciço de pirita; **D** – fotomicrografia em luz refletida mostrando cristais de calcopirita e pirita em veio de quartzo. Nota a textura em pequenos triângulos da calcopirita; **E** – fotomicrografia com nicois paralelos mostrando fissura preenchida com ouro em um veio de quartzo; **F** – mesma fotomicrografia mostrada em E, mas em luz refletida. Au – ouro; Ccpy – calcopirita; Gal – galena Py – pirita; Qtz – quartzo; Sph – esfalerita. 157

Figura 38 - Imagens das cartografias químicas qualitativas feitas em microsonda eletrônica em diferentes amostras da segunda fase de mineralização (M2), mostrando a resposta para cartografia dos elementos Au e S. As amostras 10-3 e 17-4 são veios de quartzo ricos em pirita e a amostra 140-1 é uma brecha tipo II em aplito. Os pontos com contraste nas imagens para ouro representam cristais de ouro livre. As fotografias à esquerda correspondem a uma imagem scanner com nicois paralelos da porção da lâmina cartografada. 158

- Figura 39 - Diagrama Tera-Wassemburg para os dados U-Pb em rutilo analisados pela técnica LA-ICP-MS. As elipses em vermelho, representam os pontos que foram desconsiderados para o cálculo da idade. 159
- Figura 40 - Curva de resfriamento obtida para o granito TCZ. Com base na temperatura mínima do *solidus* para sistemas haplograníticos em profundidades menores que 5Kbar estimou-se a idade mínima de colocação dos andesitos e com base no intervalo de temperaturas nos primeiros registros de deformação em estado sólido no granito estimou-se o intervalo de tempo que contém a idade máxima da deformação associada a M1. ... 166
- Figura 41 - Croquis esquemático em dois estágios mostrando a diferença nas estruturas rúpteis associadas a M1 e M2. Em M1, muscovita fina e pirita distribuída em microfraturas, contatos minerais e brechas tipo I, cujo controle estrutural não foi definido. Em M2, veios e vênulas de quartzo mineralizados com ouro, galena, esfalerita, pirita e calcopirita, paralelos entre si e orientados N30-60°E. Ccpy – calcopirita; gal – galena; sph – esfalerita. 168
- Figura 42 - Relação entre a direção principal de cisalhamento e as vênulas e veios mineralizados em M2 indicando um cisalhamento sinistral com uma componente normal durante M2. 169
- Figura 43 – Bloco diagrama em quatro estágios sintetizando a evolução do depósito TCZ considerando a hipótese em que o fluido hidrotermal/mineralizador de M1 está associado geneticamente ao granito TCZ e a segunda fase de mineralização é posterior e rejuvenesceu o sistema argônio da muscovita. Ab – albita; Au – ouro; cc – calcita; ccpy – calcopirita; chl – clorita; gal – galena; py – pirita; qtz – quartzo; rt – rutilo; sph – esfalerita. 171
- Figura 44 - Bloco diagrama em três estágios sintetizando a evolução do depósito TCZ considerando a hipótese de os fluidos mineralizadores de M1 e M2 serem desconectados geneticamente do granito TCZ. Ab – albita; au – ouro; cc – calcita; ccpy – calcopirita; Chl – clorita; gal – galena; py – pirita; qtz – quartzo; rt – rutilo; sph – esfalerita. 173
- Figura 45 - Mapa geológico regional mostrando as diferentes unidades geológicas que afloram nas proximidades do depósito Tocantinzinho, pertencente a Suíte Intrusiva Creporizão. Notar a sudeste da área do depósito um corpo granítico limitado por falhas transcorrentes, o qual pertence a Suíte Intrusiva Maloquinha. (Fonte: modificado de Vasquez et al., 2014). 175
- Figura 46 - Temperaturas de cristalização estimadas para a clorita associada a M2. Os símbolos em azul correspondem aos dados obtidos por Castro (2015) e os vermelhos por Santiago (2013). 178

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Amostras analisadas em microsonda eletrônica com indicação dos minerais analisados em cada amostra e o número de cristais de cada mineral analisado.	56
Tabela 2 - Elementos analisados nas rotinas de silicatos, óxidos, carbonatos e sulfetos por microsonda eletrônica, com especificação dos cristais usados para analisar cada elemento, os tempos de leitura e os limites de detecção.	57
Tabela 3 - Análise química dos cristais de mica branca que integram a paragênese de M1.	134
Tabela 4 - Valores de temperatura mínimo, máximo e médio estimados para os cristais de cloritas cristalizados em diferentes estruturas associadas a M2.	148
Tabela 5 - Análise química de cristais de clorita associados a M2.	149
Tabela 6 - Análise química de cristais de carbonato associados a M2.	151
Tabela 7 - Composição de cristais de rutilo analisados por EDS. Os valores se referem a porcentagem de massa atômica e os pontos onde cada espectro foi obtido está indicado na Figura 34.	154
Tabela 8 - Resultados das análises de $\delta^{34}\text{S}$ em diferentes sulfetos associados a mineralização no depósito TCZ.	160
Tabela 9 - Síntese das características de cada uma das fases de mineralização associadas ao depósito TCZ.	170
Tabela 10 - Análise química em rochas total das diferentes amostras do TCZ.	202
Tabela 11 - Dados das análises U-Pb em zircão obtidos pela técnica SHRIMP.	209
Tabela 12 – Dados das análises U-Pb obtidos pela técnica LA-ICP-MS.	212
Tabela 13 - Dados das análises U-Pb obtidos pela técnica CA-TIMS.	216
Tabela 14 - Dados das análises U-Pb obtidos pela técnica CA-TIMS.	217
Tabela 15 - Dados das análises U-Pb em rutilo pela técnica LA-ICP-MS.	218
Tabela 16 - Dados obtidos para as amostras analisadas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	219
Tabela 17 - Concentração dos elementos traço na composição dos zircões datados do depósito TCZ. As análises foram feitas por LA-ICP-MS.	221

SUMÁRIO

RESUMO.....	6
ABSTRACT	7
RÉSUME ETENDU.....	9
1. Introdução	47
1.1. Justificativa.....	50
1.2. Objetivo principal	50
1.2.1. Objetivos específicos.....	51
2. Materiais e métodos	52
2.1. Amostragem e aquisição dos dados	52
2.2. Análise petrográfica	53
2.3. Análise química em rocha total.....	54
2.4. Química mineral	55
2.5. Cartografia mineral qualitativa	57
2.6. Datação U-Pb em zircão.....	58
2.6.1. Datação U-Pb SHRIMP em zircão	59
2.6.2. Datação U-Pb LA-ICP-MS em zircão	60
2.6.3. Datação U-Pb CA-ID-TIMS em zircão.....	62
2.7. Datação U-Pb em rutilo LA-ICP-MS.....	62
2.8. Datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	63
2.9. Geoquímica de zircão.....	64
2.10. Isótopos de Enxofre.....	65
3. Contexto geológico regional	66
3.1. Cráton Amazônico	66
3.2. Província Tapajós-Parima	69
3.3. Domínio Tapajós	70
3.3.1. Unidades litoestratigráficas.....	73
3.3.2. Aspectos estruturais	75

3.3.3.	Estilos de mineralização aurífera	77
3.3.4.	Idade das mineralizações	78
3.4.	Principais características dos sistemas mineralizados com ouro no Domínio Tapajós.....	78
3.4.1.	Sistemas relacionados às intrusões.....	79
	Sistemas pórfiros.....	82
	Sistemas epitermais	83
3.4.2.	Sistemas orogênicos	83
4.	Contexto geológico local	84
5.	Geochronological, geochemical and petrographic constraints on Paleoproterozoic Tocantinzinho deposit (Tapajos Gold Province, Brazil): implications for timing, regional evolution and deformation style of its host rocks.	90
	Abstract	90
5.1.	Introduction.....	91
5.2.	Geological setting	92
5.2.1.	Regional geology	92
5.2.2.	Local Geology.....	94
5.3.	Analytical techniques	95
5.3.1.	Chemical analyses.....	96
5.3.2.	Whole-rock geochemistry	97
5.3.3.	U-Pb Geochronology	97
5.3.4.	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Geochronology	98
5.3.5.	In situ trace elements analysis of zircon.....	98
5.4.	Results	100
5.4.1.	Field relationships and petrography	100
5.4.2.	Whole-rock chemistry	106
5.4.3.	Amphibole chemistry	109
5.4.4.	U-Pb Geochronology	110
5.4.5.	In situ trace elements of zircons.....	117
5.4.6.	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar dating.....	118

5.5.	Discussion	120
5.5.1.	Crystallization history and depth of emplacement of the TCZ rocks .	120
5.5.2.	Geochronological constraints on the evolution of the TCZ rocks.....	121
5.5.3.	Whole-rock chemistry and geotectonic implications	123
5.5.4.	Cooling curve for country rocks.....	127
5.6.	Conclusion.....	128
6.	Mineralização: aspectos petrográficos, estruturais, hidrotermais e geocronológicos	129
6.1.	Primeira fase de mineralização (M1)	129
6.1.1.	Minerais hidrotermais.....	134
6.1.2.	Estilo da mineralização	135
6.1.3.	Idade da mineralização.....	136
6.2.	Segunda fase de mineralização (M2)	138
6.2.1.	Minerais hidrotermais.....	147
6.2.2.	Estilo da mineralização	154
6.2.3.	Idade da mineralização.....	158
6.3.	Isótopos de enxofre	159
7.	Discussão	161
7.1.	História de cristalização e deformação das rochas do TCZ durante sua colocação e resfriamento.	161
7.2.	Implicação dos dados geocronológicos na evolução do depósito TCZ	164
7.2.1.	Idades indiretas de colocação dos andesitos e da deformação pós-magmática associada a deformação do granito TCZ.....	165
7.3.	Feições associadas as duas fases de mineralização e suas implicações na evolução do depósito TCZ	167
7.3.1.	Hipótese 1 - relação genética entre o magmatismo TCZ e a primeira fase de mineralização.....	170
7.3.2.	Hipótese 2 – inexistência de uma relação genética entre o magmatismo TCZ e a mineralização	172
7.4.	Argumentação sobre as hipóteses de evolução dos processos associados a gênese do depósito TCZ.....	174

7.4.1. Argumentação relacionada a hipótese 1	175
7.4.2. Argumentação relacionada a hipótese 2.....	178
7.4.3. Tectônica associada ao magmatismo das Suítes Intrusivas Creporizão e Maloquinha	179
7.4.4. Idades metalogenéticas da Província Aurífera do Tapajós	180
7.4.5. Estilo das mineralizações associadas às Suítes Intrusivas Creporizão e Maloquinha	181
7.5. Hipóteses de evolução dos processos geradores do depósito de ouro TCZ e as implicações sobre o no modelo genético da mineralização	183
7.6. Implicações das condicionantes da mineralização sobre a prospecção mineral na área.....	186
7.7. Dacitos	187
8. Conclusão	188
Referências Bibliográficas	192
Anexo I – Química de rocha total.....	201
Anexo II - Dados geocronológicos	208
Anexo III – Geoquímica de zircão	220

1. Introdução

O Cráton Amazônico é formado por rochas arqueanas, paleoproterozoicas e mesoproterozoicas, cuja evolução geotectônica foi bastante favorável à formação de depósitos de minerais metálicos, sobretudo depósitos associados a complexos ígneos ou ao retrabalhamento dos mesmos. No Cráton existem diversas províncias minerais importantes, dentre as quais destaca-se a Província Mineral do Tapajós (PMT), com mineralização em ouro. Esta província compreende uma área de mais de 80.000 km², no Pará e em parte do Amazonas, que se limita a leste e a oeste pelos rios Iriri e Abacaxis, respectivamente. A norte, o limite é a borda Bacia Sedimentar do Amazonas e a sul, a Serra do Cachimbo. Apesar da sua extensão, a variedade de bens minerais é restrita, com destaque para o ouro, seguido, em menor proporção, pelo estanho e wolfrâmio (Coutinho, 2008).

Os primeiros registros da atividade garimpeira na PMT datam do final da década de 1950. Até 1985, os garimpos desenvolveram-se principalmente nos depósitos secundários, nas proximidades dos rios, até 1985 e posteriormente, o ouro passou a ser extraído também da rocha, o chamado “ouro primário ou de filão”. A expressiva produção de ouro rendeu à PMT o título de maior produtora deste bem mineral entre as décadas de 1970 e 1990. Segundo Silva (2001), foram produzidas 10 a 12 toneladas de ouro por ano, extraído de ca. 2.200 garimpos. Atualmente, a produção está em declínio devido a diminuição da disponibilidade de depósitos de fácil exploração pelos garimpeiros. O número de companhias de mineração ainda é pequeno na região e a quase totalidade das permissões de lavra são permissões de lavra garimpeira, o que reflete o baixo grau de mecanização da extração e o nível restrito e pontual de conhecimento geológico na região.

Isto, claro, é também uma consequência direta da condição climática, da densa cobertura florestal, da falta de estradas e, principalmente, da escassez de afloramentos. Contudo, nas duas últimas décadas os trabalhos de pesquisa tiveram avanços importantes. O Serviço geológico do Brasil (CPRM) através do Projeto Província Mineral do Tapajós (PROMIN – TAPAJÓS) realizou trabalhos de mapeamento regional, gerando as folhas Vila Mamãe Anã (Almeida et al., 2000), Jacareacanga (Ferreira et al., 2000), Caracol (Bahia e Quadros, 2000), Vila Riozinho (Klein e Vasquez, 2000) e Rio Novo (Vasquez e Klein et al., 2000), em escala 1: 250.000, com suas respectivas notas explicativas e um estudo temático multidisciplinar que culminou com a publicação de um volume intitulado: *Província Mineral*

do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG (Coutinho, 2008). Em 2015, foram publicadas as folhas São Domingos (Vasquez et al., 2014a) e Vila Riozinho (Vasquez et al., 2014b), em escala 1:100.000, as quais detalharam uma porção da Folha Vila Riozinho, escala 1:250.000. Além disto, parcerias entre instituições de ensino superior e companhias de mineração também têm facilitado a realização de estudos mais detalhados, principalmente no que concerne o estudo das mineralizações.

Ainda que estes avanços no conhecimento geológico sobre a PMT sejam considerados, os modelos geotectônicos discutidos atualmente, a petrologia das rochas e os modelos genéticos das mineralizações não são consensuais. Levantamentos cartográficos de maior detalhe e estudos geoquímicos e geocronológicos mais aprofundados e integrados são imprescindíveis para que se possa compreender a evolução geotectônica da área e sua relação com as mineralizações existentes. Estudos de caráter local visando à caracterização dos inúmeros depósitos existentes também são fundamentais para que se possa, através da integração desses dados, entender o contexto metalogenético da província.

A presente tese aborda esses problemas e teve como objeto de estudo o depósito Tocantinzinho (TCZ), um depósito de ouro associado a rochas graníticas, localizado no sudoeste do Pará. Intensamente explorado por garimpeiros entre as décadas de 1980 e 1990, desde 1997 a área tem sido pesquisada por diversas empresas do setor de mineração, dentre as quais a Unangem Mineração e Metalurgia S/A, uma subsidiária da companhia canadense Eldorado Gold Corporation, que é a atual detentora dos direitos minerários. Ao longo da pesquisa mineral na área foram realizados levantamento cartográficos e topográficos, levantamentos geoquímica e geofísicos, e várias companhias de sondagem rotativa, totalizando mais de 68.000 metros de testemunhos de sondagem provindos de 235 furos. Este volume significativo de informações permitiu a estas empresas caracterizar e a delimitar as diferentes litologias, reconhecer e traçar as estruturas tectônicas, identificar as alterações hidrotermais e quantificar recursos e reservas. Recentemente a Unangem Mineração e Metalurgia S/A concluiu a pesquisa mineral no TCZ, o qual apresenta uma reserva total (provada + provável) de 41 milhões de toneladas, na qual estão contidas 1,9 milhões de onças de ouro, o que confere lhe um teor médio de 1,43 g Au/ton (Muhr, 2015). Com estes números o TCZ é um depósito classificado entre os de médio porte e os de classe mundial e, atualmente, é o maior conhecido e dimensionado na PMT.

Beneficiando-se de uma parceria público-privada entre a Universidade Federal do Paraná UFPR, e a Eldorado Gold Corporation, no Canadá e um convênio entre a

Universidade de Montpellier (UM), na França, a presente pesquisa busca contribuir, através do estudo deste depósito, com o avanço do conhecimento geológico na PMT. Para tanto, o depósito foi estudado sob dois aspectos distintos: (i) o contexto geotectônico, estrutural e o enquadramento na geologia regional das rochas relacionadas ao depósito e as hospedeiras da mineralização e (II) o contexto metalogenético do depósito. Para tanto, as rochas, a alteração hidrotermal e a mineralização foram analisadas sob o aspecto petrográfico, estrutural em escalas distintas, geoquímico e isotópico (isótopos estáveis de enxofre - $\delta^{34}\text{S}$ e radiogênicos). A integração de parte destes dados permitiu a confecção de um artigo intitulado: “Geochronological, geochemical and petrographic constraints on the Paleoproterozoic Tocantinzinho deposit (Tapajos Gold Province, Brazil): implications for timing, regional evolution and deformation style of its host rocks. ”, que compõem a primeira parte desta tese. Este artigo foi submetido ao periódico *Journal of South American Earth Sciences*, em 03 de novembro de 2016 e encontra-se atualmente em fase de correção após a avaliação dos revisores. Os dados relacionados à metalogenia do depósito serão apresentados em diferentes capítulos da tese, os quais serão integrados e discutidos em conjunto com os dados do primeiro artigo, concluindo desta forma a presente tese.

Este doutorado está sendo realizado em regime de cotutela, beneficiando-se de um convênio assinado entre a UFPR e a UM. Em função disto as atividades relacionadas a este doutorado foram executadas em três períodos:

- Entre março de 2013 e agosto de 2014 as atividades de pesquisa foram realizadas no Brasil, na UFPR. Neste período foram cursadas diversas disciplinas visando a obtenção dos créditos exigidos para os discentes da modalidade doutorado do Programa de Pós-graduação em Geologia da UFPR, assim como foram realizados os estágios em docência, exigidos para a concessão da bolsa do Programa de Doutorado Sanduiche no Exterior (PDSE), da CAPES. Em relação as atividades de pesquisa, foram feitos trabalhos de campo, que contemplaram a descrição de afloramentos, de testemunhos de sondagem e a coleta de amostras. Fez-se também a petrografia das rochas e da alteração hidrotermal e análises químicas de rocha total (28 amostras). Foram preparados os concentrados de zircões para geocronologia e foi executada uma primeira etapa de datação pelo método U-Pb SHRIMP em zircão, realizada no Centro de Pesquisas geocronológicas (CP-Geo), da Universidade de São Paulo (USP), quando foram datadas 9 amostras;
- Entre setembro de 2014 e agosto de 2015, as atividades de pesquisa foram realizadas na França e contemplaram a petrografia da mineralização, análise de minerais em microsonda eletrônica e microscópio eletrônico de varredura (MEV), análise estrutural multiescala, datação de rocha e de minerais pelos métodos U-Pb

LA-ICP-MS em zircão (4 amostras) e rutilo (3 amostras) e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (7 amostras), além da caracterização geoquímica via LA-ICP-MS, dos cristais de zircão, realizadas no Laboratório de Geociências, na UM. Durante este período publicou-se um resumo expandido (Anexo 1), o qual foi apresentado no 13º Encontro Bianual da Sociedade de Geologia Aplicada (SGA), realizado em Nancy (França) entre 23 e 27 de agosto de 2015.

- Entre setembro de 2015 e fevereiro de 2017 a pesquisa foi conduzida no Brasil e contemplou a aquisição dos dados de isótopos estáveis de enxofre, a redação do exame de qualificação e da tese, bem como do primeiro artigo que integra esta tese. O segundo artigo discutindo os aspectos metalogenéticos do depósito foi iniciada e será concluída após a defesa da tese.

1.1. Justificativa

Tendo em vista o potencial aurífero da PMT e a necessidade de mais estudos voltados a compreensão da sua evolução geológica e dos depósitos minerais nela contidos, a oportunidade de estudar em detalhe o maior depósito da província foi decisiva, assim como as parcerias público-privada e entre as duas Universidades, que permitiram acesso a uma ampla base de dados e de amostras e a equipamentos analíticos não disponíveis na UFPR.

A compreensão da evolução do TCZ é relevante no contexto da PMT, já que este é o maior depósito conhecido na Província. Apesar de dois artigos abordando aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos do depósito TCZ terem sido publicados em 2013, restaram muitos aspectos pouco compreendidos, sobretudo no que diz respeito ao estilo da mineralização e a cronologia dos eventos.

1.2. Objetivo principal

Compreender a evolução e a gênese do depósito de ouro Tocantinzinho, determinando os fatores que controlaram a distribuição da mineralização e o papel da tectônica e do hidrotermalismo na formação do mesmo.

1.2.1. Objetivos específicos

Considerando a sobreposição de eventos magmáticos, hidrotermais e de deformação rúptil, que resultam em uma mineralização de padrão complexo, para alcançar os objetivos propostos a pesquisa foi desmembrada em dois eixos principais.

- Compreensão da natureza do magmatismo, e do contexto geotectônico e estrutural da colocação das rochas encaixantes do depósito e das hospedeiras da mineralização;
- Compreensão das relações espacial, temporal e genética entre magmatismo, hidrotermalismo, deformação e mineralização.

2. Materiais e métodos

2.1. Amostragem e aquisição dos dados

Após duas décadas de trabalho dos garimpeiros na área do depósito, a rocha alterada foi exposta (Figura 1) nas zonas mineralizadas e, por isto, algumas feições estruturais e relações de contato puderam ser observadas nos afloramentos. Para desenvolver esta pesquisa, foram realizadas duas etapas de campo, as quais foram concentradas na descrição, caracterização de fácies e amostragem dos diferentes litotipos nos testemunhos de sondagem, uma vez que as boas exposições de rocha em superfície são raras. Um levantamento estrutural foi realizado em campo e quatro amostras orientadas foram coletadas nos afloramentos.



Figura 1 - Zona de exposição de rocha na zona mineralizada, em cava aberta por garimpeiros para a extração de ouro.

Em função disto, esta pesquisa está embasada quase exclusivamente em testemunhos de sondagem. Foram descritos e amostrados testemunhos de 23 furos de sondagem (7.140m) com profundidades entre 200 e 500 metros, distribuídos ao longo de 3 seções perpendiculares à direção do corpo mineralizado, conforme representado na Figura

2. Ao todo, foram coletadas 219 amostras, das quais apenas quatro em afloramentos. Foram, ainda, coletadas dez amostras de diferentes litotipos, com pesos entre 4 - 12 kg, para datações pelo método U-Pb em zircão.

2.2. Análise petrográfica

Ao todo, foram confeccionadas 98 lâminas delgadas e delgada-polidas, dentre as quais 66 lâminas delgadas foram preparadas no Laboratório de Laminação (LAMIN) da UFPR e 32 lâminas delgadas-polidas, no laboratório de litopreparação da UM. Da totalidade de lâminas, sete são de amostras orientadas coletadas nos afloramentos, e as demais são de amostras de testemunhos de sondagem.

A caracterização mineral e textural das paragêneses hidrotermais e de minério e a análise microtectônica foram realizadas, em ambas as universidades, fazendo uso de lupa binocular de mesa e de microscópio petrográfico binocular de luz transmitida e refletida, com sistema de captura de imagem acoplada ao microscópio. A classificação modal das rochas ígneas menos alteradas foi feita com base na contagem de 2000 pontos por lâmina. Análises complementares para auxiliar na identificação dos minerais foram feitas em um microscópio eletrônico de varredura (MEV) Quanta 200 FEG da marca FEI acoplado a um detector de espectroscopia de energia dispersiva (EDS) X-max 50 mm², da Oxford Instrumentos.

As amostras utilizadas nas diferentes análises serão identificadas pelo número do furo de sondagem seguido do número da amostra e da letra “G” quando a amostra tiver sido coletada para análise geocronológica. Por exemplo, na amostra 111-1G o número 111 refere-se ao número do furo de sondagem, 1 se refere ao número da amostra no furo em questão e o G é o indicativo de que a amostra foi coletada para datação.

Os óxidos SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅, MnO, além de Cr e Ba foram analisados por espectrometria de emissão atômica por plasma acoplado (ICP-OES). Os elementos traço Ni, Sc, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, e Zr, os elementos terras raras e os metais Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl e Se foram analisados por espectrometria de massa por plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) após digestão com água régia. Foi determinada a perda ao fogo (a 1000°C) de todas as amostras, assim como o S e o C totais foram quantificados por absorção de infravermelho e o FeO por titulação. A perda ao fogo, a 1000°C, foi determinada em todas as amostras.

Os limites de detecção foram os seguintes: para os óxidos - 0,01%, exceto Fe₂O₃ com 0,04%; Ni - 20ppm; V - 8ppm; Ba, Be, Sc, Sn e Zn - 1ppm; Sr, W, As e Se - 0,5 ppm; Lu, Tb, Tm, Hg – 0,01ppm; Eu, Ho e Pr - 0,02ppm; Er – 0,03ppm; Dy, Gd, Sm e Yb - 0,05ppm; Au - 0,5ppb e para os demais elementos traço e metais 0,1ppm. O limite de detecção para o S e o C foi de 0,01%

Dentre as 28 amostras, 12 foram selecionadas para caracterização química dos protólitos e as demais para o estudo das alterações hidrotermais e da mineralização. As amostras enviadas para análise foram previamente britadas, quarteadas e pulverizadas (200 mesh) em panela de carvão de tungstênio, no Laboratório de análise de minerais e rochas (LAMIR), na UFPR. Todas as amostras foram preparadas em duplicata, mantendo-se uma alíquota para eventual necessidade. Não foram enviadas amostras para testes de reprodutibilidade.

Os resultados das análises químicas encontram-se no Anexo I – Química de rocha total.

2.4. Química mineral

Dezessete lâminas de rochas de diferentes contextos foram selecionadas para análise química quantitativa de minerais em microsonda eletrônica. As análises foram feitas diretamente sobre as lâminas delgadas-polidas cobertas com uma película condutora de carbono, depositada em condição de alto vácuo, de forma a permitir um bom desempenho analítico mesmo em minerais com baixa condutividade elétrica.

Materiais e métodos

As análises foram realizadas no Laboratório *Microsonde Sud* do Laboratório de Geociências - UM, em uma microsonda eletrônica CAMECA SX 100 com aceleração de elétron de 20keV, uma corrente de 10nA e com diâmetro do feixe analítico de 1µm.

Duas rotinas analíticas foram estabelecidas: uma para a quantificação de silicatos, óxidos, fosfatos e carbonatos, para os quais analisou-se os elementos: Si, O, Fe, Mg, Mn, K, Na, Ca, Ti, Zr, C, P, F, Cl, Ba e Sr e outra para quantificação de sulfetos e ouro nativo, para os quais analisou-se S, Fe, As, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Au, Ti. Após as primeiras análises na rotina de silicatos, verificou-se que o cloro e o flúor estavam sempre abaixo do limite de detecção optou-se por substituí-los pelo bário e estrôncio. A identificação das amostras, os minerais analisados e a quantidade de cristais analisados estão especificados na Tabela 1.

Para a quantificação dos elementos químicos foram utilizados diferentes sinais analisados em diferentes cristais. Os elementos químicos, com os respectivos picos analisados, o cristal utilizado, o tempo de análise de cada elemento e os limites mínimos de detecção estão especificados na Tabela 2.

Tabela 1 - Amostras analisadas em microsonda eletrônica com indicação dos minerais analisados em cada amostra e o número de cristais de cada mineral analisado.

Amostra	Pl	Fk	Bt	Hbl	Ttn	Cb	Chl	Ser	Mb	Qtz	Ab	Rt	Lcx	Py	Ccpx	Gal	Sph	Au
10-03	1	2				1	2	1		2				9				3
104-01	3	2	2			1	2	3		1		3		2				
105-11		3				1	2			6				2	2	3	2	
105-7a						2	8							14				
105-7b						5	5							9	1			
107-25	1	12					3			5		5		2				
135-2	1					2	4	3			2	1		3				
140-1	1						3			1				5		3	2	3
141-4						3	3							11				
17-3						1	2					2	6	6				
17-4		11					1							9		2		5
111-1G	5		3	3	1													
G2-4G	5		3	3			4											
85-02							7			2				8				
85-03	5							5	5	2			3	11				
94-8G	1	5					3	1			2	2						
105-15															3	1		

Abreviações: Pl – plagioclásio; Fk – feldspato potássico; Bt – biotita; Ttn – titanita; Cb – carbonato; Chl – clorita; Ser – mica branca fina; Mb- mica branca; Qtz – quartzo; Ab – albita; Rt – rutilo; Lcx – leucoxênio; Py – pirita; Ccpx – calcopirita; Gal – galena; Sph – esfalerita; Au – ouro.

2.5. Cartografia mineral qualitativa

Com o intuito de avaliar a distribuição do ouro no minerais de amostras mineralizadas e de identificar a quais fases minerais este metal está associado fez-se uma cartografia química qualitativa em 11 laminas delgada-polidas cobertas com uma película condutora de carbono, depositada em condição de alto vácuo. As análises foram realizadas no Laboratório *Microsonde Sud* do Laboratório de Geociências - UM, com o mesmo equipamento e calibração utilizados para a análise química mineral.

Foram selecionadas áreas de 15.000 µm X 15.000 µm e mapeados inicialmente os elementos Au, S, Si, Zn e Mo. Contudo, uma análise quantitativa feita nos pontos com maior contraste para os elementos Au e Mo, nas imagens, mostrou que houve um problema analítico em relação ao molibdênio. O mapa de ocorrência deste elemento foi idêntico ao obtido para o enxofre (Figura 3). A análise do difratograma mostrou que houve sobreposição dos picos S K α e Mo L α , assim como dos picos S K β e Mo L β 3, L β 4 e L β 6. Como consequência, durante a análise houve a soma dos picos destes dois elementos e uma falsa resposta em relação a presença do molibdênio.

Tabela 2 - Elementos analisados nas rotinas de silicatos, óxidos, carbonatos e sulfetos por microsonda eletrônica, com especificação dos cristais usados para analisar cada elemento, os tempos de leitura e os limites de detecção.

Elemento/pico	Cristal	Tempo de análise (s)	Limite de
F K α	TAP	20	2930
Al K α	TAP	20	130
Si K α	TAP	20	180
Cl K α	PET	20	260
Ti K α	PET	40	230
Na K α	TAP	20	260
Mg K α	TAP	20	190
Mn K α	LLIF	20	290
Fe K α	LLIF	30 (silicato); 20 (sulfeto)	250
Ca K α	LPET	30	240
K K α	LPET	20	230
P K α	LPET	20	160
Zr L α	TAP	20	730
Sr L β	LPET	20	1630
Ba L α	LPET	60	290
S K α	PET	40	460
Cu K α	LLIF	20	600
Au L α	LLIF	20	1190
Mo L α	LPET	30	750
Pb M α	LPET	20	1765
Ag L α	LPET	30	450
Zn L α	TAP	60	870
As L α	TAP	20	740

Tendo em vista este problema, optou-se por modificar os elementos químicos cartografados para: Au, S, As, Cu e Fe. A análise qualitativa dos pontos com maior contraste para os elementos Au e Cu, mostrou que fixando a escala de contagens/segundo em 500, os picos representavam de fato cristais de ouro livre e de calcopirita.

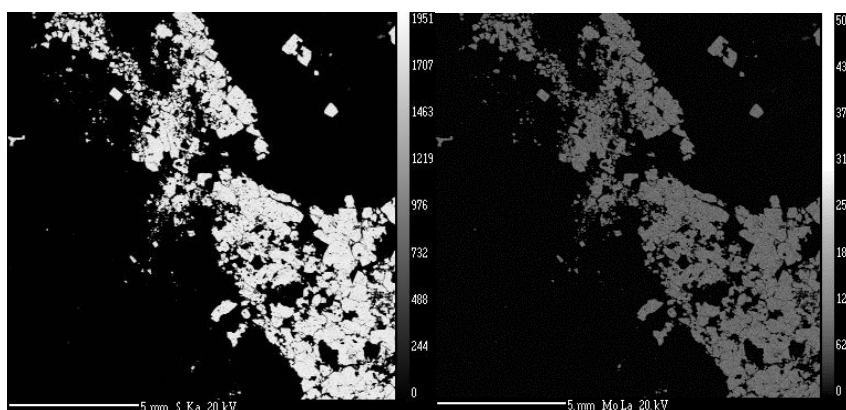


Figura 3 - Mapa qualitativo da presença de enxofre (esquerda) e do molibdênio (direito). Notar que ambos são similares, devido a um problema analítico de sobreposição de alguns dos picos característicos destes elementos.

2.6. Datação U-Pb em zircão

Ao todo, nove amostras de rocha foram selecionadas para datação U-Pb em zircão, sendo três amostras de rochas encaixantes estéreis, quatro amostras de diferentes fácies do granito Tocantinzinho, uma amostra de andesito, coletado fora da zona mineralizada. A localização dos furos amostrados para análise geocronológica e a projeção em superfície das amostras datadas encontram-se na Figura 2.

Todas as amostras foram preparadas no laboratório de separação mineral da USP, seguindo os seguintes procedimentos:

- Dupla redução granulométrica em britador de mandíbula, seguida de quarteamento;
- Redução granulométrica gradativa em moinho de discos combinada com peneiramento em sucessivas etapas, visando obter frações entre 100-250 mesh e inferiores a 250 mesh. O peneiramento foi feito em peneirador automático, durante 20 a 30 minutos, após cada etapa de moagem;

- Separação dos minerais densos na mesa de Wilfley;
- Secagem seguida de separação dos minerais magnéticos com imã de mão e com separador magnético Frantz, aplicando correntes que variaram entre 0,4 e 1,0A;
- Separação física da fração não magnética em bromofórmio (2,89 g/cm³) seguida de separação física em iodeto de metileno (3,32 g/cm³);
- Separação magnética no separador Frantz, em diferentes amperagens. A corrente aplicada foram de até 1,5 A, a depender da composição de cada amostra, sem padronização da inclinação longitudinal e lateral do separador;
- Amostras contendo elevada porcentagem de cristais de pirita foram atacadas com ácido nítrico diluído a 50%, a frio, para a digestão dos sulfetos. Metade do volume da fração de minerais pesados foi preservada do ataque com ácido.

Em todas as amostras o concentrado final de minerais pesados apresentou elevada concentração de cristais de pirita, mais abundantes nas amostras do granito. Os zircões das amostras das rochas encaixantes e do andesito apresentaram elevada porcentagem de cristais metamórficos e fraturados.

2.6.1. Datação U-Pb SHRIMP em zircão

Os cristais de zircão foram selecionados manualmente no CP-Geo-UPS e montados em um disco de resina epóxi juntamente com o padrão de referência Temora 2 (Black et al., 2004). A resina foi polida até que os núcleos dos grãos fossem expostos. Imagens por catodoluminescência (CL) foram feitas para o conjunto de cristais de cada amostra (Figura 4). Para aquisição destas imagens as amostras receberam uma película de ouro com espessura de 2-3 nm e foram analisadas em um microscópio eletrônico de varredura FEI Quanta 250 equipado com um detector de CL XMAX (Instrumentos Oxford). Foi aplicada uma voltagem de 20 kV, a uma distância de 17 mm, com uma ampliação da imagem entre 15 e 140 vezes.

As análises foram realizadas no CP-Geo - USP, em um espectrômetro de massa SHRIMP IIe/MC equipado com um sistema de detecção de multicoletores. As condições analíticas do feixe primário foram as seguintes: diâmetro do feixe de 30 µm, abertura Kohler de 120 µm e densidade do feixe de O₂ entre 2,5-7 nm. Já para o feixe secundário as condições analíticas foram: abertura da fonte (*source slit*) de 80 µm, com a resolução das massas para ¹⁹⁶(Zr₂O), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³⁸U, ²⁴⁸(ThO) e ²⁵⁴(UO) variando entre 5000 e

5500 (1%) e resíduos menor que 0,025. Detalhes do procedimento analítico e do equipamento podem ser consultados em Sato et al. (2014).

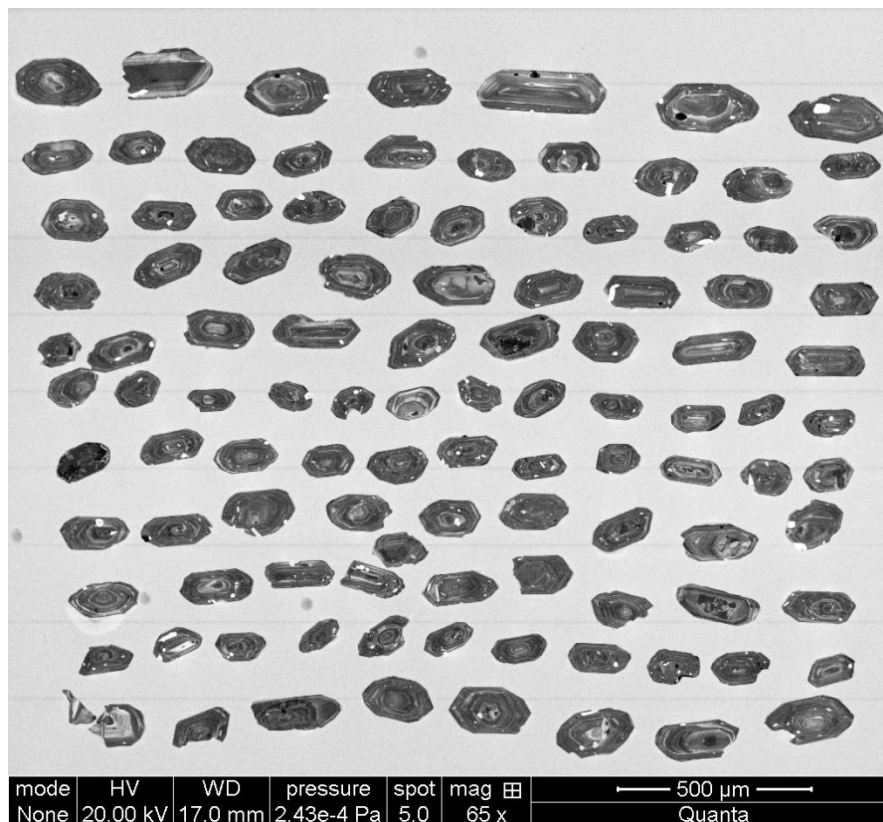


Figura 4 - Imagem catodoluminescência obtida para um conjunto de zircões analisados pelo método SHRIMP.

As razões isotópicas foram reduzidas no programa Squid 2 (Ludwig, 2009) e os cálculos de idade feitos no programa Isoplot 3.7 (Ludwig, 2008). Os dados apresentados na Tabela 11 (Anexo II) consideram uma incerteza analítica de $\pm 1\sigma$, enquanto as idades foram calculadas com incerteza de $\pm 2\sigma$. Considerou-se uma análise concordante ou sub-concordante quando o grau de discordância foi menor que $\pm 5\%$.

2.6.2. Datação U-Pb LA-ICP-MS em zircão

Quatro amostras previamente datadas pelo método U-Pb SHRIMP foram reanalisadas pelo método U-Pb LA-ICP-MS. Foram analisadas duas amostras da

Materiais e métodos

encaixante que apresentaram idades com erros elevados, devido ao número reduzido de cristais anteriormente analisados ($n=6$), uma amostra de andesito, que apresentou uma idade incoerente com as relações estratigráficas e uma amostra de aplito que não pôde ser analisada por apresentar concentrações de urânio superiores a 3000ppm.

Novos cristais foram selecionados a partir do concentrado de minerais pesados, previamente preparado na USP. Visando a obtenção de cristais de melhor qualidade conduziu-se uma nova separação magnética padronizando a corrente e as inclinações longitudinal e lateral do equipamento, do seguinte modo:

- Corrente de 0,5A com inclinação lateral do separador a 10°;
- Corrente de 1,5 A com inclinação lateral do separador a 6°;
- Corrente de 1,5 A com inclinação lateral do separador a 4°;
- Corrente de 1,5 A com inclinação lateral do separador a 2°.

Ao final deste processo procurou-se selecionar, a partir da fração não magnética obtida a 1,5A com inclinação lateral de 2°, zircões euédricos, sem inclusões, fraturas ou núcleos herdados. Os zircões foram montados em um disco de resina epóxi juntamente com zircões do padrão de referência G91500 (Wiendenbeck et al., 1995).

As análises LA-ICP-MS foram realizadas no Laboratório Geociências – UM, utilizando um sistema de ablação a laser CompEx102 Lambda-Physik excimer laser (193 nm) operando a 4Hz, com energia de 12 J/cm² e com dimensão de feixe de 26µm. A ablação foi feita utilizando o hélio como gás carreador e os produtos transportados para um espectrômetro de massa ThermoFinnigan Element XR de alta resolução com a adição de um pequeno volume de argônio. Detalhes do procedimento estão descritos em Bruguier et al. (2009) e Bosch et al. (2011). Previamente a aquisição dos dados, foi feita uma limpeza da superfície do cristal durante 7 pulsos utilizando um feixe de 51µm. O tempo de aquisição dos dados foi de 15 segundos para medição do branco e de 45 segundos de ablação da amostra. O zircão de referência G91500 foi usado como padrão externo para normalização da composição isotópica, o qual foi analisado em duplicata a cada cinco amostras com concentração desconhecida. Como a correção do chumbo comum nesta técnica analítica é restrita em função da interferência do ²⁰⁴Hg no ²⁰⁴Pb, a contribuição do ²⁰⁴Hg no ²⁰⁴Pb foi estimada medindo o ²⁰²Hg e assumindo uma composição isotópica natural do ²⁰⁴Hg/²⁰²Hg de 0,2298. Isto permitiu o monitoramento do conteúdo de chumbo comum nos grãos analisados. Análises contendo ²⁰⁴Pb foram descartadas e na Tabela 12 (Anexo II) encontram-se apenas os dados isentos de ²⁰⁴Pb.

Todas as idades foram calculadas usando as constantes de decaimento de U e Th recomendadas por Steiger e Jaeger (1977). As razões isotópicas foram obtidas utilizando o *software* GLITTER 4.0 e os dados apresentados consideram uma incerteza analítica de $\pm 1\sigma$, enquanto as idades foram calculadas com incerteza de $\pm 2\sigma$. Para obtenção dos diagramas concórdia e os cálculos de idade utilizou-se o Isoplot 3.7 (Ludwig, 2008). Considerou-se a análise concordante ou subconcordante quando o grau de discordância foi menor que $\pm 5\%$.

2.6.3. Datação U-Pb CA-ID-TIMS em zircão

Os dados referentes a três amostras analisadas pelo método U-Pb em zircão utilizando a técnica TIMS com ablação química foram cedidos pela Eldorado Corporation. Essas análises foram realizadas no *Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research* (PCIGR) do Departamento de Ciências da Terra, Oceanos e Atmosfera da Universidade de British Columbia, no Canadá. Os monocristais de zircão analisados foram tratados quimicamente usando a técnica modificada por Mattinson (2005) e os detalhes do procedimento analítico adotado no PCIGR podem ser consultados em Scoates and Friedman (2008).

Os dados analíticos apresentados na Tabela 14 (Anexo II) e as idades calculadas usando o Isoplot 3.7 (Ludwig, 2008) consideram uma incerteza analítica de $\pm 2\sigma$. Considerou-se a análise concordante ou subconcordante quando o grau de discordância foi menor que $\pm 5\%$.

2.7. Datação U-Pb em rutilo LA-ICP-MS

Três amostras foram selecionadas para análise de U-Pb em rutilo. As análises foram feitas diretamente sobre a lâmina delgada-polida, no Laboratório de Geociências - UM. Os dados foram obtidos no mesmo equipamento descrito para a análise de U-Pb em zircão pela técnica LA-ICP-MS. O laser para ablação do rutilo foi operado a 4Hz, com energia de 12 J/cm² e com dimensão de feixe de 26µm. Realizou-se, também, uma limpeza prévia da superfície do cristal por 7 pulsos usando feixe com diâmetro de 51 µm. O tempo de

aquisição dos dados foi de 15 segundos para o branco seguidos de 45 segundos de ablação laser na amostra, tendo sido usado o hélio como gás carreador do material para o transporte até o espectrômetro de massa.

O rutilo R10 (Luvizotto et al., 2009) e o zircão G91500 (Wiendenbeck et al., 1995) foram utilizados como padrões externos na normalização da composição isotópica. Para cada cinco amostras com composição isotópica desconhecida foram feitas duas análises no padrão de rutilo e uma no zircão G91500. As razões isotópicas foram obtidas utilizando o *software* GLITTER 4.0 e os dados apresentados consideram uma incerteza analítica de $\pm 1\sigma$, enquanto as idades foram calculadas com incerteza de $\pm 2\sigma$. Para obtenção dos diagramas concórdia e os cálculos de idade utilizou-se o Isoplot 3.7 (Ludwig, 2008). Os dados encontram-se na Tabela 15 (Anexo II)

2.8. Datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

As datações ^{40}Ar - ^{39}Ar foram feitas em sete amostras, incluindo monocristais de biotita e hornblenda ígneas, monocristais de muscovita hidrotermal, mica branca fina na fração entre 100-60 mesh (1 amostra) e mica branca fina diretamente sobre a rocha (3 amostras). Os monocristais datados foram obtidos a partir na moagem manual da rocha em pilão e panela metálicos e separação em diferentes frações granulométricas, com o auxílio de um conjunto de peneiras. Os cristais foram selecionados manualmente com auxílio de lupa binocular, priorizando cristais euédricos, sem inclusões, fraturas ou alteração. As análises realizadas diretamente sobre a rocha foram feitas sobre um paralelepípedo com dimensões de 120x100x50mm. Para limpeza, os cristais e as amostras de rocha foram submetidos a um banho com solução de acetona e água destilada em ultrassom.

As amostras foram embrulhadas em papel alumínio e irradiadas durante 50 horas no centro do reator nuclear Triga Mark II, em Pavia (Itália) juntamente com diversas alíquotas do padrão de sanidina Fish Canyon ($28.03 \pm 0.08\text{Ma}$; Jourdan e Renne, 2007) usado para monitorar o fluxo de nêutrons. Interferências nos isótopos de argônio ocasionadas por K e Ca foram determinadas pela irradiação de sais puros de KF e CaF_2 , para os quais foram obtidos os seguintes fatores de correção: $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.00969 \pm 0.00038$, $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.01297 \pm 0.00045$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.0007474 \pm 0.000021$ e $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000288 \pm 0.000016$. As análises de argônio em monocristais e diretamente sobre a rocha foram realizadas no Laboratório de Geociências - UM, com os seguintes

equipamentos: (i) laser UV para análises por fusão total pontual diretamente sobre a rocha ou laser IR-CO₂ de 100kHz usado entre 3 – 15% durante 60 segundos para análise de monocristais por aquecimento gradativo, (ii) sistema de lentes para focalização do feixe, (iii) uma câmara de aço, mantida entre 10⁻⁸ e 10⁻⁹ Bar, com uma placa de cobre perfurada, (iv) uma linha para purificação incluindo dois depuradores gasosos Zr-Al (*getters*), (v) um espectrômetro de massa com multicoletores (Argus VI – Thermo-Fisher). Utilizou-se um software desenvolvido especificamente para controlar a intensidade do laser, o tempo de extração, purificação e aquisição dos dados. Os valores de fundo do argônio no sistema foram avaliados sistematicamente a cada três amostras e o software© v.2.5.2 para redução e plotagem dos dados. O erro de 1σ relatado nas idades-platô, isócronas e gás total incluem o erro no fator J de irradiação. Por fim, o ⁴⁰Ar atmosférico foi estimado usando o valor inicial da razão ⁴⁰Ar/³⁶Ar de 295,5. Os dados encontram-se na Tabela 16 - Dados obtidos para as amostras analisadas pelo método ⁴⁰Ar/³⁹Ar.(Anexo II)

2.9. Geoquímica de zircão

A concentração dos elementos traços em zircão foi obtida em amostras previamente datadas pelos métodos SHRIMP e LA-ICP-MS. As análises foram feitas, sempre que possível, no mesmo local analisado para geocronologia e também em zonas heterogêneas dos cristais, as quais poderiam configurar bordas hidrotermais ou zonas recristalizadas.

Para a aquisição das concentrações dos elementos traços utilizou-se o mesmo espectrômetro usado nas análises de U-Pb em zircão pela técnica LA-ICP-MS, no Laboratório de Geociências da UM. As amostras foram submetidas a uma ablação laser usando uma intensidade de laser de 12 J/cm² com uma taxa de repetição de 6 Hz e um diâmetro de feixe analítico de 26µm, com limpeza prévia da superfície do zircão usando um feixe de 51 µm, durante 10 pulsos. O tempo de aquisição dos dados foi de aproximadamente 120 segundos para o branco seguidos de 60 segundos de ablação laser na amostra. Foram analisados os seguintes elementos: ZrO₂; SiO₂, P₂O₅, Mn, Ti, Fe, Rb, Sr, Ba, Y, Sc, Nb, Sc, Nb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Lu, Yb, Hf, Ta, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁸Pb, Th e U.

Os zircões Temora 2 e G91500 foram usados como um controle para as amostras previamente analisadas pelo método SHRIMP e LA-ICP-MS, respectivamente. O vidro

NIST612 (Pearce et al., 1997) foi utilizado como padrão externo para normalizar as concentrações desconhecidas. Para tanto intercalou-se a análise de um zircão de referência e de um padrão do vidro a cada cinco amostras. Para os cálculos de concentração dos elementos, utilizou-se o *software* Glitter 4.0 e as amostras foram normalizadas pela composição estequiométrica da sílica na composição do zircão. Os dados encontram-se no Anexo III.

2.10. Isótopos de Enxofre

Análise de isótopos de enxofre ($\delta^{34}\text{S}$) foram realizadas em 13 amostras de sulfetos distintos, dentre as quais oito de pirita, uma de calcopirita, duas de galena e duas de esfalerita obtidos usando as técnicas convencionais de separação mineral. Seis das oito amostras de pirita foram obtidas a partir dos concentrados de minerais pesados previamente preparados para a realização de datações pelo método U-Pb em zircão. As demais, foram obtidas a partir da moagem manual de amostras de veios de quartzo e seleção manual com auxílio de uma lupa binocular de mesa. Frações entre 5,8 e 87,5mg foram enviadas ao laboratório ACTlabs no Canadá. O procedimento analítico usado consiste em fazer a combustão de BaSO_4 puro e das amostras de sulfetos em gás SO_2 em uma torre de vácuo de ca. 10^{-3} torr. O gás SO_2 é injetado direto da linha de vácuo em espectrômetro de massa de razão isotópica VG 602. Para permitir a combustão qualitativa do SO_2 , 5 mg de amostra e 100 mg de V_2O_5 e SiO_2 (1:1) são adicionados. A reação é catalisada usando cobre puro e se processa a 950°C por 7 minutos. Padrões internos (água do mar_{BaSO₄} e Fisher_{BaSO₄}) são lidos a cada 25 amostras para normalizar os dados e corrigir derivas do equipamento.

Detalhes do procedimento analítico estão disponíveis em Ueda, 1986. A reprodutibilidade e acurácia desta técnica analítica é melhor que 0.2 permil. Os resultados são reportados em permil (‰) em relação ao padrão internacional Troilita Canyon Diablo (CDT).

3. Contexto geológico regional

A área de estudo está inserida no contexto da Plataforma Sul Americana, mais especificamente na porção centro-sul do Cráton Amazônico. Considerando a divisão geotectônica do cráton, a área está no Domínio Tapajós (Santos et al., 2004), da Província Tapajós-Parima (Santos et al., 2000) ou Província Ventuari-Tapajós (Tassinari e Macambira, 1999) e considerando a divisão em províncias minerais, a área se insere na Província Mineral do Tapajós (PMT). Logo, serão abordados, de forma breve, aspectos geológicos e geotectônicos do Cráton Amazônico e da Província Tapajós-Parima ou Ventuari-Tapajós e, serão apresentados aspectos geotectônicos, litoestratigráficos, estruturais e metalogenéticos do Domínio Tapajós.

3.1. Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico tem uma composição litológica e estrutural variada e conhecida de modo heterogêneo, que retrata uma história evolutiva desde o Arqueano. Unidade integrante da Plataforma Sul Americana (Almeida e Hasui, 1984), o Cráton Amazônico é formado pelo escudo das Guianas ao norte e o escudo Brasil Central ao sul, separados pela Bacia do Sedimentar do Amazonas e cobertos parcialmente pelas bacias sedimentares do Marajó (NE), do Xingu-Alto Tapajós (S) e do Solimões (W). Os limites cratônicos são o cinturão orogênico Andino (W) e a Faixa de dobramentos Araguaia (SE), conforme ilustrado na Figura 5.

À exceção de algumas áreas economicamente relevantes, como a Província Mineral de Carajás e a PMT, a geologia e a evolução do cráton amazônico é mal conhecida. Segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008), o grau de conhecimento geológico na região, sobretudo no Estado do Pará, é satisfatório apenas na região de Carajás, considerado razoável nas Províncias Tapajós-Parima e Transamazonas, nas bacias do Amazonas e Marajó. Extensivos trabalhos de cartografia geológica desenvolvidos na região desde a década de 1970, somados à contribuição acadêmica, permitiram a confecção de mapas e de algumas folhas geológicas em diversas escalas, desde 1:1.000.000 até 1:50.000.

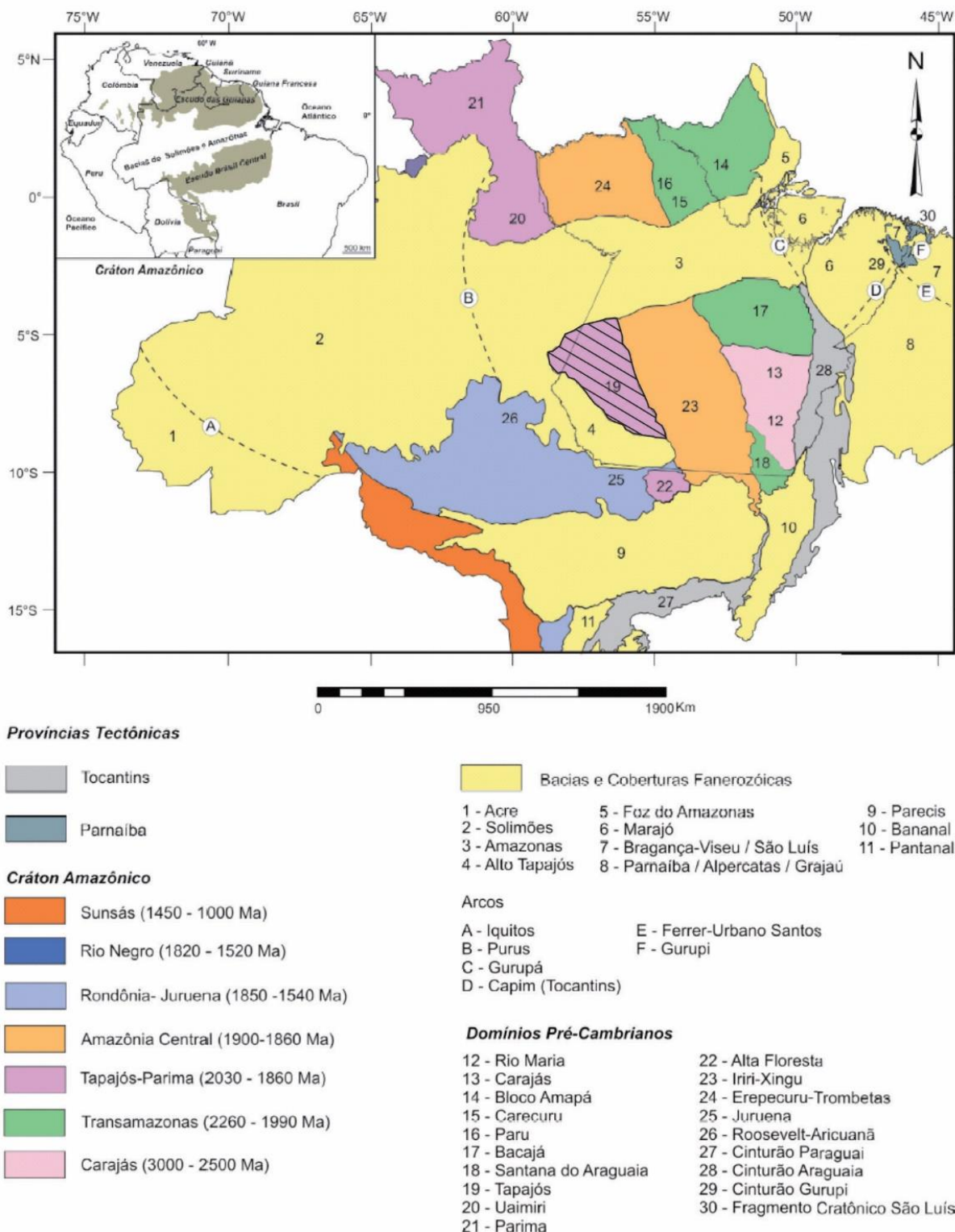


Figura 5 - Províncias tectônicas do norte do Brasil. A área hachurada destaca o Domínio Tapajós na região central da Província Tapajós-Parima, onde se situa o depósito Tocantinzinho. Fonte: modificado de Vasquez e Rosa-Costa (2008).

Após a compartimentação do Cráton Amazônico proposta por Almeida et al. (1977) diversas outras propostas de compartimentação foram feitas, destacando-se as de Cordani

Contexto geológico local

et al. (1979), Teixeira et al. (1989), Tassinari (1996), Tassinari e Macambira (1999), Santos et al. (2000) e Tassinari e Macambira (2004). Todas aplicam direta ou indiretamente o conceito de província geocronológica, no qual os limites se baseiam na idade das rochas do embasamento, nos *trends* estruturais e nas evidências geofísicas.

Atualmente são mais aceitas as propostas de Santos et al. (2000) e Tassinari e Macambira (2004), mostradas na Figura 6, sendo esta última uma evolução da proposta feita por Cordani et al. (1979), modificada inicialmente por Teixeira et al. (1989) e posteriormente por Tassinari (1996) e Tassinari e Macambira (1999, 2004). As duas propostas distinguem-se pelos diferentes limites das províncias dentro do cráton, em consequência do volume de dados geocronológicos utilizados e dos métodos de datação aplicados.

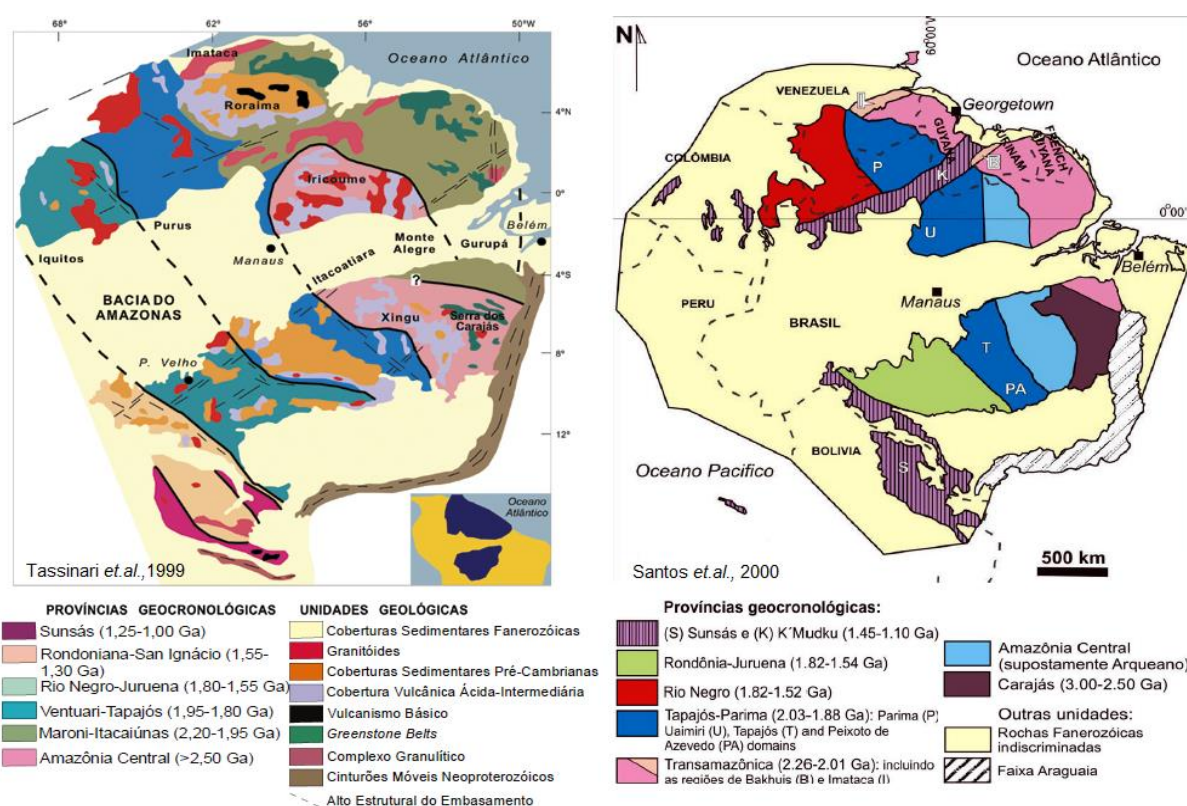


Figura 6 - Propostas de subdivisão geotectônica do Cráton Amazônico, segundo Tassinari et al. (1999), à esquerda e segundo Santos et al. (2000) à direita. Fonte: Reis, 2006

Santos et al. (2004) argumentam que parte dos dados obtidos por Tassinari (1996) e Tassinari e Macambira (1999), sobretudo a partir de datações Rb-Sr, são imprecisos, tendo em vista que a composição isotópica Rb-Sr, em rocha total, é afetada pela perda parcial de ^{87}Sr radiogênico, o que resulta na subestimação das idades. Santos et al. (2004) usando métodos mais robustos, como U-Pb (convencional e SHRIMP) observam que as idades resultantes das datações eram entre 50 e 350 Ma mais antigas do que as obtidas por Rb-Sr

e, com base nesta constatação questionam os limites das províncias daqueles autores e a inclusão de alguns terrenos nas mesmas.

Tendo em vista o fato de a proposta de Santos et al. (2000, 2004) estar embasada em um maior volume de dados geocronológicos e que estes apresentam maior robustez que os da proposta de Tassinari e Macambira (1999, 2004), nesta tese será adotado o modelo de Províncias Geocronológicas de Santos et al. (2000).

3.2. Província Tapajós-Parima

A porção cratônica, na qual está inserido o objeto deste estudo, localiza-se na região central do Cráton Amazônico (Figura 7) e tem como limites geotectônicos as Províncias Amazônia Central (E), Rondônia-Juruena (SW) e Rio Negro (NW). Inicialmente individualizada por Tassinari (1996), foi denominada de Província Ventuari-Tapajós. Na ocasião o autor separou este domínio da Província Maroni-Itacaiúnas, devido ao fato de apresentar rochas com idades mais jovens e litologicamente distintas: com os granitoides cálcio-alcalinos contrastando com os granulitos e rochas meta-vulcanosedimentares da Província Maroni-Itacaiúnas.

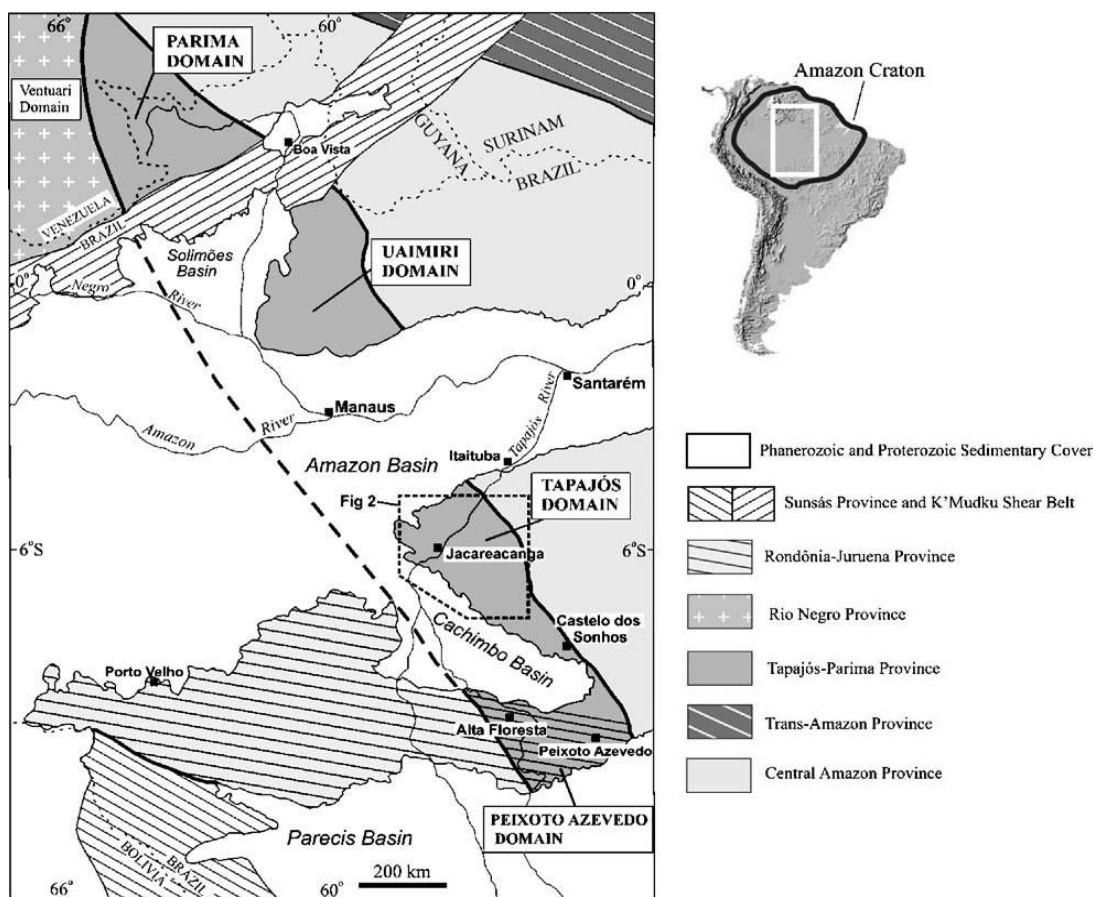


Figura 7 - Limites geotectônicos e subdivisões da Província Tapajós-Parima. Fonte: Santos et al. (2004)

Na concepção de Santos et al. (2000) a Província Tapajós-Parima exclui o domínio Ventuari (Tassinari, 1996), localizado a norte, por conter rochas mais jovens e distintas do ponto de vista da geologia e do estilo da mineralização aurífera. Santos et al. (2004) propuseram a subdivisão da província em quatro domínios: Parima, Uaimiri, Tapajós e Peixoto Azevedo (Figura 7), sendo que com exceção do domínio Uaimiri, os outros três constituem províncias auríferas homônimas.

3.3. Domínio Tapajós

Na porção central da Província Tapajós-Parima encontra-se o domínio Tapajós (Figura 7), o qual coincide espacialmente com a área de abrangência da PMT. Composto por rochas plutônicas e vulcânicas Orosirianas (i.e. 2050 a 1800Ma), com pequena porcentagem de rochas metamórficas, dois domínios foram individualizados na PMT (Figura 8): um domínio orogênico formado por rochas supracrustais e rochas magmáticas relacionadas a ambientes

de arco e um domínio pós-orogênico a anorogênico formado por rochas magmáticas intracratônicas (Klein et al. 2001; Santos et al. 2001). Contudo, a evolução geotectônica deste domínio ainda é controversa e dois modelos principais têm sido discutidos. O primeiro proposto e modificado por Santos et al. (2000, 2001, 2004) sugere a aglutinação de cinco arcos magmáticos entre 2040 – 1880 Ma, seguidos de um magmatismo pós-colisional entre 1870-1760 Ma. O segundo modelo, proposto por Vasquez et al. (2001), sugere a construção de apenas um arco magmático (ca. 2000 Ma) seguido de múltiplos pulsos magmáticos pós-orogênicos (ca. 1880Ma) e intraplaca (ca. 1780 Ma).

As rochas mais antigas e deformadas ocorrem nas porções noroeste e sudeste do domínio orogênico (Figura 8), formado pelas sequências meta-vulcanosedimentares do Grupo Jacareacanga (2100-2010Ma) e pelos gnaisses, anfibolitos e metagranitoides do Complexo Cuiú-Cuiú (2033 - 2005 Ma). A deformação dúctil compressiva N-NW e o metamorfismo na fácies anfibolito difere estas rochas dos granitoides cálcio-alcálicos da Suíte Intrusiva Creporizão. De acordo com Vasquez et al. (2001), a colocação das rochas desta suíte ocorreu entre 1997 - 1957Ma e de forma síncrona a tardia em relação a formação de zonas de transcorrência rúpteis de direção NW-SE. Lamarão et al. (2002) identificaram, fora do domínio orogênico, rochas vulcânicas intermediárias a ácidas de afinidade cálcio-alcálica de alto potássio a shoshonítica, agrupadas na Formação Vila Riozinho (2000 - 1997Ma) e interpretadas como tardi-orogênicas.

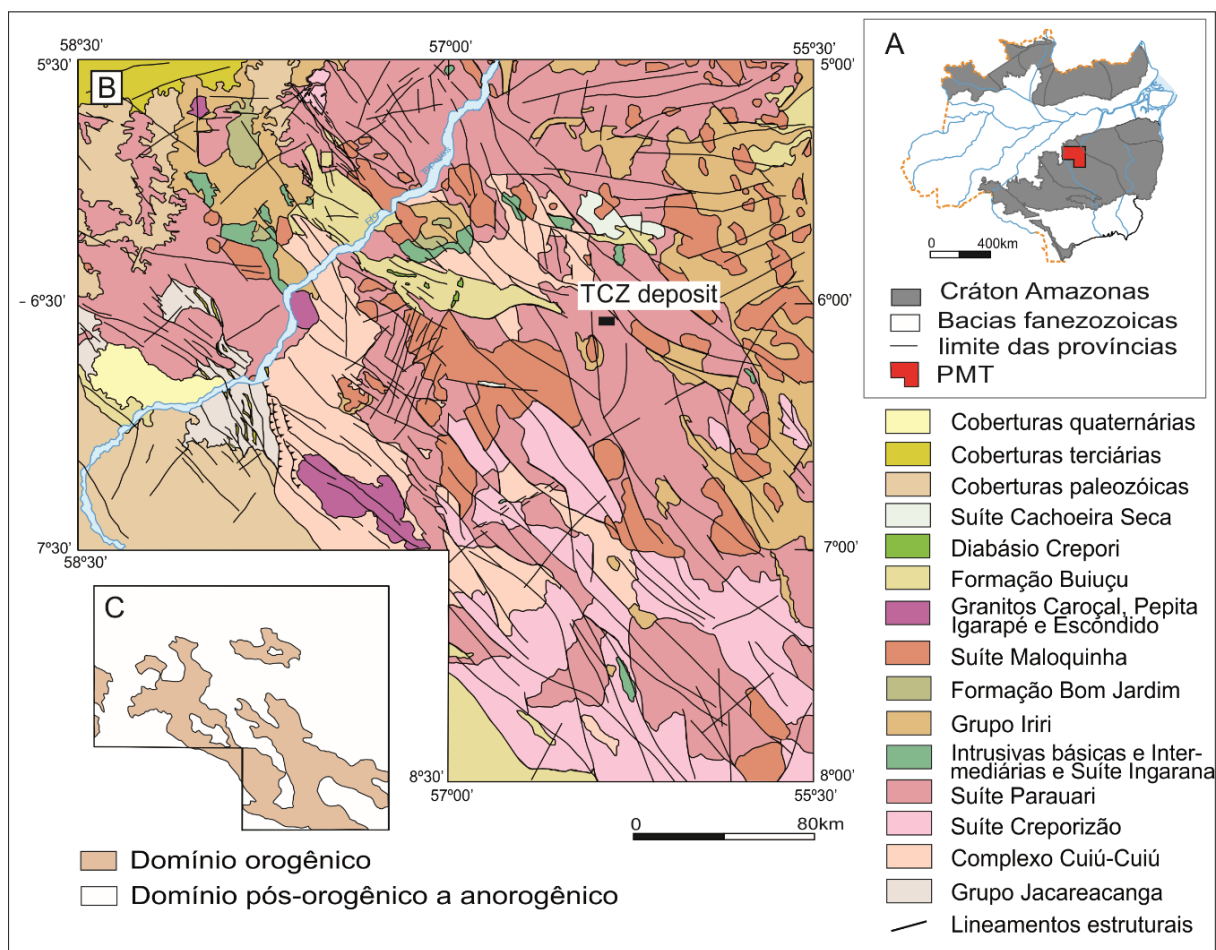


Figura 8 – **A** - Localização da Província mineral do Tapajós (PMT) em relação ao Cráton; **B** - mapa geológico simplificado da PMT (Almeida et al., 2000) com localização do depósito do Tocantinzinho (TCZ); **C** - distribuição dos domínios orogênico e pós-orogênico a anorogênico, na PMT (Klein et al., 2001).

O contexto geotectônico da suíte intrusiva Parauari, composta por granitos cálcio-alcalinos (1887-1879Ma) não é consensual nas duas propostas de evolução geotectônica. Para Santos et al. (2000, 2002, 2004) esta suíte constitui o último arco magmático formado no domínio orogênico. Já para Vasquez et al. (2001) e Klein et al. (2001) esta suíte juntamente com os granitos tipo A da suíte intrusiva Maloquinha e com as rochas vulcânicas ácidas a intermediárias do grupo Iri compõem as principais unidades estratigráficas do domínio pós-orogênico a anorogênico da PMT. As rochas intrusivas deste domínio não apresentam uma deformação importante e são alongadas na direção NW-SE em concordância com os lineamentos tectônicos regionais.

3.3.1. Unidades litoestratigráficas

Grupo Jacareacanga

Sequência meta-vulcanossedimentar composta por xistos, quartzitos e meta-cherts, com turbiditos e raros meta-basaltos oceânicos subordinados. As rochas estão fortemente dobradas com *trend* N-NW e metamorizadas na fácies xisto verde a anfibolito inferior. São as rochas mais antigas expostas no Domínio Tapajós, com idades de 2115, 2106 e 2098 Ma, obtidas em zircão detríticos e atribuídas a um magmatismo de estágio precoce de rifte (Santos et al., 2000, 2004).

Complexo Cuiú-Cuiú

Este complexo é considerado como a primeira suíte granítica do Domínio Tapajós. São tonalitos a granodioritos cálcio-alcálinos, contendo enclaves máficos e veios trondhjemiticos, com idades entre 2033 – 2005 Ma (Santos et al., 2000, 2001). Os batólitos são bandados e alongados paralelamente à foliação do Grupo Jacareacanga. O Complexo Cuiú-Cuiú tem contatos por cavalgamentos oblíquos com as rochas do Grupo Jacareacanga, sua deformação é tipicamente dúctil e a estruturação principal tem direção NNE-SSW, alcançando a fácies anfibolito superior nos ortognaisses, com migmatização associada (Almeida et al., 2001). De acordo com Vasquez et al. (2001), estas feições marcam o pico termal relacionado ao evento colisional entre o arco Cuiú-Cuiú e um núcleo cratônico a leste. Contudo, outros elementos típicos dos orógenos colisionais, tais como as zonas de sutura, os núcleos metamórficos de alto grau e os ofiolitos estão ausentes neste arco. Seus litotipos são intrudidos pelas suítes graníticas Creporizão, Parauari, Maloquinha e granitoides pós-Maloquinha.

Suíte Intrusiva Creporizão

Esta suíte é composta por sieno a monzogranitos com granodioritos, tonalitos subordinados e raros quartzo monzodioritos cálcio-alcálinos, que foram individualizados do Complexo Cuiú-Cuiú nas adjacências da vila do Creporizão, pela equipe regional do Projeto

Província Mineral do Tapajós (PROMIN – TAPAJÓS). Para Ricci et al. (1999), apesar desses granitoides mostrarem feições protomiloníticas e grau metamórfico semelhante ao dos gnaisses do Complexo Cuiú-Cuiú, a predominância de feições tipicamente ígneas permitiu a sua individualização como uma Suíte Intrusiva distinta. Para os granitoides da Folha Rio Novo foram obtidas idades Pb-Pb em zircão, entre 1.997 ± 3 Ma e 1984 ± 1 Ma (Vasquez et al., 1999).

O magmatismo Creporizão foi controlado pela evolução da deformação compressional associada a estruturação do Complexo Cuiú-Cuiú e Grupo Jacareacanga, o qual evoluiu para zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE, de expressão regional e predominantemente sinistrais (Almeida et al., 2001), com a colocação dos batólitos de forma síncrona a tardia em relação às transcorrências (Lamarão et al., 2002). De acordo com Klein et al. (2000), essas estruturas são orientadas principalmente N30°-40°W e com menor frequência N10°-20°W na região de abrangência da Folha Vila Riozinho. A oeste da província (Folhas Vila Mamãe Anã e Jacareacanga) têm orientações N20°-75°E e N60°W (Almeida et al., 2001). Nessas folhas, estruturas obliquas, extensionais e escalonadas (N20°E; N40°-50°E e N70°E) ocorrem associadas ao cisalhamento (Almeida et al., 2001) e estão preenchidas por rochas máficas e mineralizações (Klein et al., 2000).

Santos et al. (2004) definiram esta suíte como um arco magmático entre o arco de ilha Cuiú-Cuiú, mais antigo e primitivo, e o arco magmático Parauari, mais jovem e continental. Contudo, Vasquez et al. (2002) sugeriram com base em evidências petrológicas e estruturais que as rochas desta suíte foram geradas por um magmatismo relacionado a transcorrências NW-SE posteriores a colisão do arco Cuiú-Cuiú, sendo interpretados, portanto como granitos pós-colisionais.

Suíte Intrusiva Parauari

Os granitos da Suíte Parauari são intrusivos nas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e nas da Suíte Intrusiva Creporizão. Seus granitoides têm amplo espectro composicional, desde dioritos até álcali-feldspato granitos. Os granitoides desta Suíte formam batólitos ou *stocks* elípticos, alongados segundo *trend* NW-SE formando segmentos irregulares e retangulares resultantes da intersecção de lineamentos NW-SE com N-S e NE-SW (Coutinho, 2008). Datações feitas por diversos autores forneceram idades próximas a 1880Ma. Para Santos et al. (2000; 2004) esta suíte configura o último arco magmático que compõem o orógeno Tapajós-Parima, contudo para Vasquez et al. (2001) a associação temporal destas rochas com granitos anorogênicos de ambientes extensionais, i.e. Suíte intrusiva Maloquinha, tornam

a vinculação do magmatismo Parauari incompatível com a existência de um novo arco magmático, o arco Parauari.

A esta suíte, possivelmente, se associa as vulcânicas intermediárias da Formação Bom Jardim (ca. 1,88 Ga), às rochas básicas cálcio-alcalinas da Suíte Ingarana (ca. 1,89 Ga) e uma série de intrusivas e efusivas básicas e intermediárias como o olivina-gabro Rio Novo, o gabro Serra Comprida, o quartzo-monzogabro Jenipapo e os andesitos Joel-Mamoal.

Supergrupo Uatumã

A denominação deste supergrupo já foi revisada por diversos autores e de modo resumido pode-se dizer que engloba um magmatismo vulcano-plutônico abundante na porção leste, no limite com a Província Amazônia Central. Os termos plutônicos são ortoclásio granitos, pertita granitos e granófiros pertencentes à Suíte Intrusiva Maloquinha. Os termos vulcânicos incluem as rochas piroclásticas félsicas a intermediárias do Grupo Iriri. As rochas da Suíte Maloquinha são intrusivas na Suíte Parauari, mas mostram uma defasagem temporal restrita, uma vez que foram determinadas idade Pb-Pb em zircão de 1882 ± 3 Ma (Vasquez et al., 1999), 1880 ± 9 Ma (Lamarão, 2001) e idades U-Pb em zircão de 1870 ± 4 e 1874 ± 7 Ma (Santos, 2000) para esta suíte.

Grupo Palmares

Esse Grupo é constituído por rochas sedimentares flúvio-continentais depositadas em grábens, e incluem arenitos, conglomerados, subarcósios, folhelhos vermelhos e raras camadas de rochas piroclásticas. As relações de campo sugerem que a sedimentação ocorreu após a intrusão da suíte Maloquinha e antes do magmatismo toleítico Crepori, datado em 1789 Ma (Santos et al., 2002).

3.3.2. Aspectos estruturais

A análise estrutural efetuada por Santos e Coutinho (2008) em diferentes escalas de observação, combinada com informações aerogeofísicas e petrogenéticas, sugerem que a

história evolutiva da PMT foi submetida a vários regimes deformacionais por cisalhamento (dúctil, dúctil-rúptil e rúptil), acompanhados por intensa mobilização e acreção de arcos magmáticos em escala regional.

Neste contexto, foram individualizados dois eventos principais de deformação compressiva, ambos desenvolvidos durante o Paleoproterozoico:

- Evento Compressivo I, com pico de deformação em torno de 1960 Ma, desenvolvido em regime dúctil a dúctil-rúptil;
- Evento Compressivo II, com idade de 1880 Ma, que ocorreu sob condições rúpteis.

Santos e Coutinho (2008) consideram o evento Compressivo I como a deformação mais antiga, está registrada no Grupo Jacareacanga, no Complexo Cuiú-Cuiú e na Suíte Intrusiva Creporizão. A foliação de direção NNE-SSW que caracteriza a deformação favoreceu uma movimentação compressiva aproveitando-se de estruturas pré-existentes NW-SE (dextrais) e N-S, NE-SW (sinistras). O melhor registro dessa deformação está nas proximidades da Vila Creporizão.

O evento compressivo II mostra os registros estruturais mais expressivos da área da PMT, reconhecidos facilmente em imagens de sensores remotos e nos mapas aerogeofísicos. São megalineamentos com orientação dominante NW-SE, concentrados na região central da província, onde predominam os granitoides das suítes Creporizão e Parauari e onde foram cadastradas as maiores concentrações de veios de quartzo auríferos (Santos e Coutinho, 2008). Estes megalineamentos estruturais correspondem quase sempre a falhas transcorrentes, de traçado sinuoso, sigmoidais e entrecortadas, com cinemática geralmente sinistral, e constituem o *Megassistema de Falhas Transcorrentes do Tapajós*.

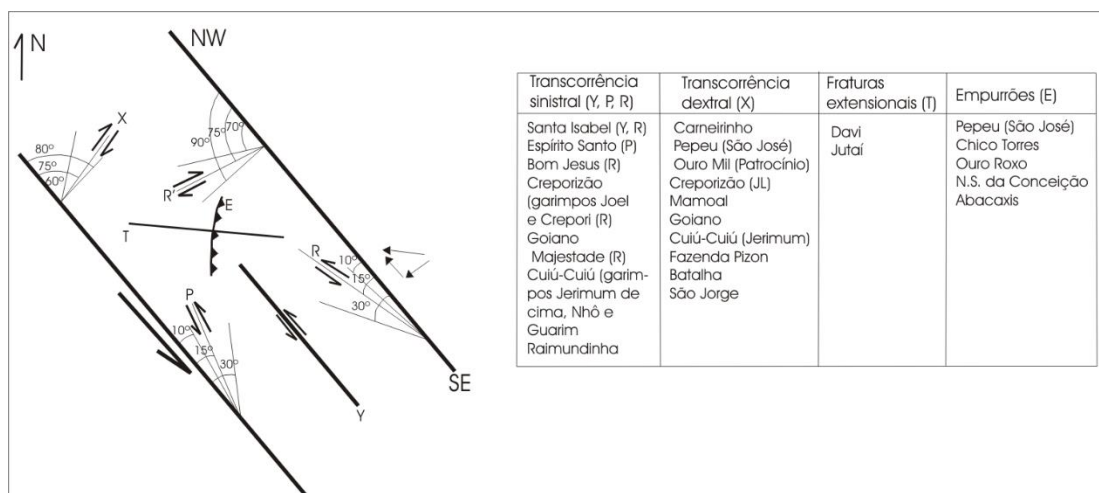


Figura 9 - Representação esquemática do Megassistema de Falhas Transcorrentes do Tapajós (*strike slip fault system*) segundo o modelo de zona de cisalhamento e fraturas extensionais de Riedel. Ao lado a classificação dos garimpos estudados no PROMIN-TAPAJÓS. Fonte: modificado de Santos e Coutinho (2008).

3.3.3. Estilos de mineralização aurífera

Associados às unidades paleoproterozoicas da PMT ocorrem diferentes tipos de jazimentos primários de ouro, em uma variedade de rochas encaixantes, tais como gnaisses, granitos, rochas metassedimentares, rochas vulcânicas félsicas e rochas básicas, nos quais os granitoides de diferentes idades e padrões de deformação representam as hospedeiras mais comuns das mineralizações.

Para Santos et al. (2001), as mineralizações de ouro do Tapajós podem ser agrupadas em depósitos orogênicos *lode gold deposits* e depósitos relacionados a intrusões ou *intrusion related-gold systems* (IRGS). Os depósitos orogênicos estariam relacionados a deformação compressional dúctil a dúctil-rúptil (evento compressivo I) e os IRGS à deformação compressional rúptil (evento compressivo II).

Já Coutinho (2008), de acordo com a evolução tectono-geológica da PMT e com o suporte dos dados estruturais, petroquímicos e das alterações hidrotermais obtidos nas 20 áreas estudadas em detalhe no PROMIN-TAPAJÓS, classifica os depósitos formados sob regime de deformação dúctil a dúctil-rúptil (evento compressional I) classificados como orogênicos mesozonais e sob regime rúptil (evento compressional II) como orogênicos epizonais, respectivamente.

Outros modelos além do orogênico e IRGS foram adotados para alguns dos depósitos que foram estudados em detalhe, dentre os quais se podem citar o granito Batalha (Silva et al., 2000; Juliani et al., 2002), o granito São Jorge (Borges et al., 2009), o granito Palito (Echeverri-Misas, 2010; Usero et al., 2011) e o depósito Guarim (Klein et al., 2001).

O sistema Batalha se assemelha tanto aos depósitos filonianos relacionados a intrusões, quanto aos sistemas do tipo pórfiro ou *porphyry gold*, ricos em ouro e pobres em cobre. Entretanto, Juliani et al. (2002) não descartam uma possível relação com sistemas epitermais de alta sulfetação, tendo em vista a semelhança com a evolução hidrotermal identificados em rochas vulcânicas do Grupo Iriri. O depósito São Jorge também não tem um modelo genético definido e compartilha características dos depósitos filonianos relacionados a intrusões, com as de sistemas do tipo pórfiro, com uma maior tendência entre os autores a aceitar o modelo do tipo pórfiro (Borges et al., 2009). Já para o depósito Palito, o modelo proposto é do tipo cobre pórfiro ou *porphyry copper* com telescopagem das zonas de alteração (Usero et al., 2011). O depósito Guarim é o único ao qual se atribuiu um modelo orogênico, com profundidade não definida, interpretado como epi a mesozonal (Klein et al., 2001).

Contudo, a encaixante deste depósito são rochas graníticas deformadas e metamorfizadas do Complexo Cuiú-Cuiú, diferindo do caso dos outros três depósitos mencionados acima (Klein et al., 2001) que estão encaixados em rochas graníticas com uma deformação pouco expressiva.

3.3.4. Idade das mineralizações

Assim como as rochas da PMT são separadas em dois domínios geotectônicos diferenciados, cada qual com um estilo de deformação característico e, provavelmente, com diferentes tipos de depósitos, as idades associadas as mineralizações também foram separadas em dois eventos distintos. Santos et al. (2001) obtiveram idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em torno de 1860 Ma em cristais de muscovita hidrotermais associados a mineralização e idades Pb-Pb em galena da mesma ordem. Lafon e Coutinho (2008), com base em análises Pb-Pb em pirita e galena, interpretam dois eventos distintos de mineralização na província, em 1980Ma e 1880Ma. Juliani et al. (2005) dataram cristais de alunita associados a depósito de alta sulfetação e obtiveram idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 1869 e 1846Ma.

3.4. Principais características dos sistemas mineralizados com ouro no Domínio Tapajós

Conforme apresentado no item 3.3.3., duas classes de depósitos têm sido discutidos e apresentadas com maior frequência como modelos genéticos para as mineralizações presentes no Domínio Tapajós, os sistemas relacionados à intrusões (IRGS) e os sistemas orogênicos. Algumas mineralizações apresentam similaridades com os sistemas pórfiros, que têm sido considerados como um possível modelo para as mineralizações no Domínio. As principais características destes três sistemas serão sintetizadas a seguir, com o objetivo embasar as discussões apresentadas sobre o modelo genético associado ao depósito Tocantinzinho.

3.4.1. Sistemas relacionados às intrusões

Esses sistemas começaram a ser individualizados e discutidos no início da década de 2000 (Lang e Baker, 2001; Baker 2003; Hart et al. 2002; Hart, 2005), tendo sido essa classificação proposta inicialmente para intrusões de caráter reduzido, i.e. série a ilmenita. De acordo com Robert et al. (2007) esses sistemas podem ser divididos em dois subsistemas: IRGS oxidados, que incluem os sistemas pórfiros e epitermais e IRGS reduzidos, que incluem os veios mineralizados em ouro (Figura 10). Em ambos os casos, a relação genética entre a mineralização aurífera e a intrusão causativa do sistema hidrotermal é uma premissa básica para a classificação como um IRGS (Hart et al. 2002; Hart, 2005; Pirajno, 2009).

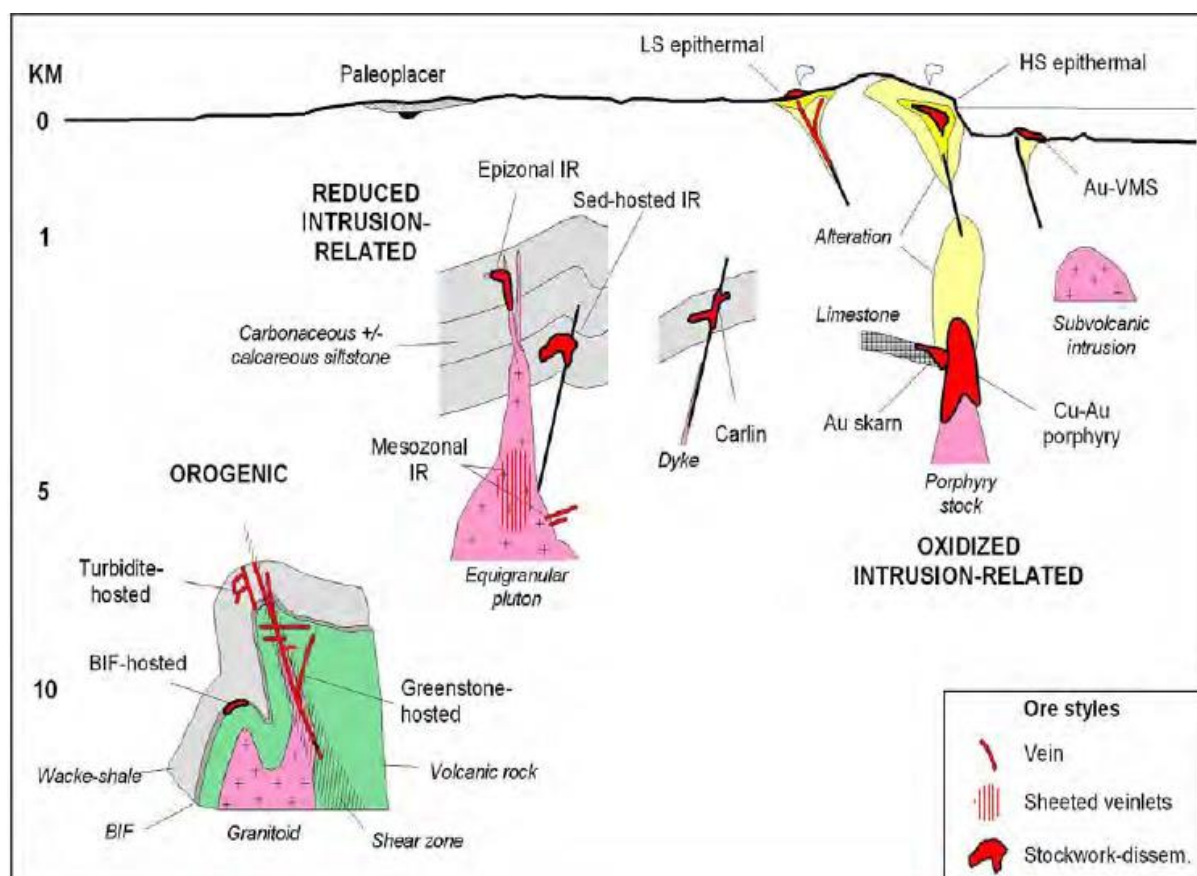


Figura 10 – Subdivisão dos Sistemas auríferos relacionados a intrusões (IRGS) sistemas oxidados e reduzidos. Fonte: Robert et al, 2007.

3.4.1.1. IRGS reduzidos

São veios de quartzo auríferos que ocorrem preferencialmente na região apical e rúptil dos plútons graníticos, formando depósitos de elevada tonelagem e baixos teores, cuja assembleia metálica ordinária se caracteriza por Au-Bi-Te-W (Hart, 2007). De acordo com

Sillitoe e Thompson (1998) a mineralização pode apresentar estilos distintos, podendo ser disseminada, brechoide, escarnítica, de substituição ou ocorrer em veios. Afirmam também que os veios auríferos são os mais controversos, em termos genéticos, devido às semelhanças com características observadas nos depósitos de ouro orogênicos. Uma grande variedade desses sistemas de veios foi considerada por Groves *et al.* (1998) como pertencentes ao sistema orogênico.

Lang e Baker (2001), após a compilação de diversos trabalhos sobre este sistema, listam as feições mais comuns a estes depósitos e províncias relacionadas: (1) as intrusões são metaluminosas, subalcalinas, de composição félsica a intermediária e no limite entre os granitos a ilmenita e a magnetita; (2) os fluidos hidrotermais são carbônicos; (3) assembleia metálica apresenta o ouro juntamente com Bi, W, As, Mo, Te e/ou Sb e baixa concentração de metais base; (4) há baixo conteúdo de sulfetos (<5 vol. %), com minerais gerados em condições redutoras, tais como: arsenopirita, pirrotita e pirita, com ausência de magnetita ou hematita; (5) as alterações hidrotermais são restritas, exceto em sistemas de pouca profundidade; (6) são frequentes nos limites convergentes de placas tectônicas, com magmatismo continental contemporâneo de composição alcalinas e cálcio alcalinas tanto metaluminosas, quanto peralcalina.

Tendo em vista a possibilidade destes depósitos se localizarem interna ou externamente às intrusões geradoras do sistema hidrotermal, os mesmos foram divididos por Lang e Baker (2001) em três categorias: depósitos encaixados nas intrusões, depósitos proximais e depósitos distais (Figura 11). Os dois primeiros, mais característicos, são controlados por fraturas e raramente apresentam alterações hidrotermais pervasivas. As alterações podem ser feldspática, sericítica, silicosa, tipo greisen, cálciosilicática ou argílica avançada, sendo que o ouro e os metais com os quais este se relaciona estão mais frequentemente associados ao estágio tardio de sericitização (Lang e Baker, 2001; Pirajno, 2009).

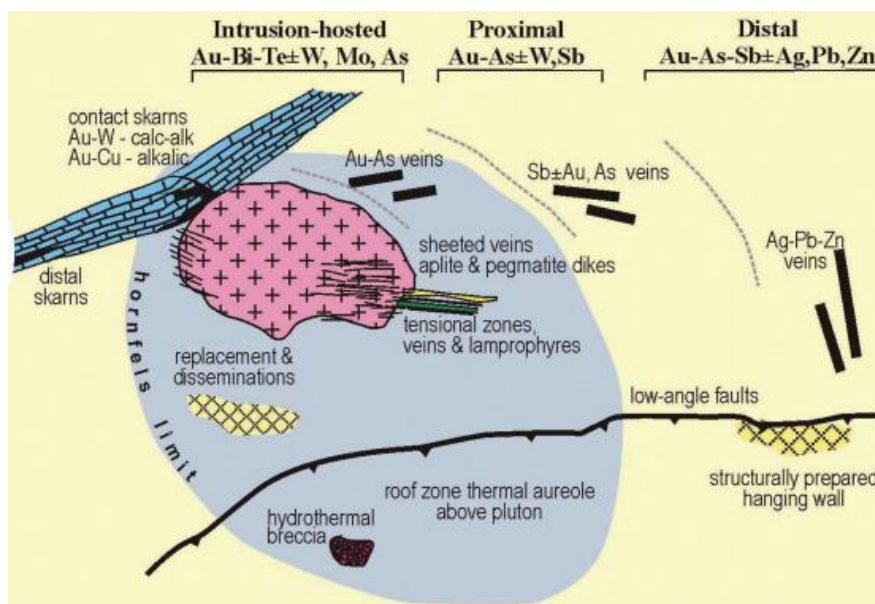
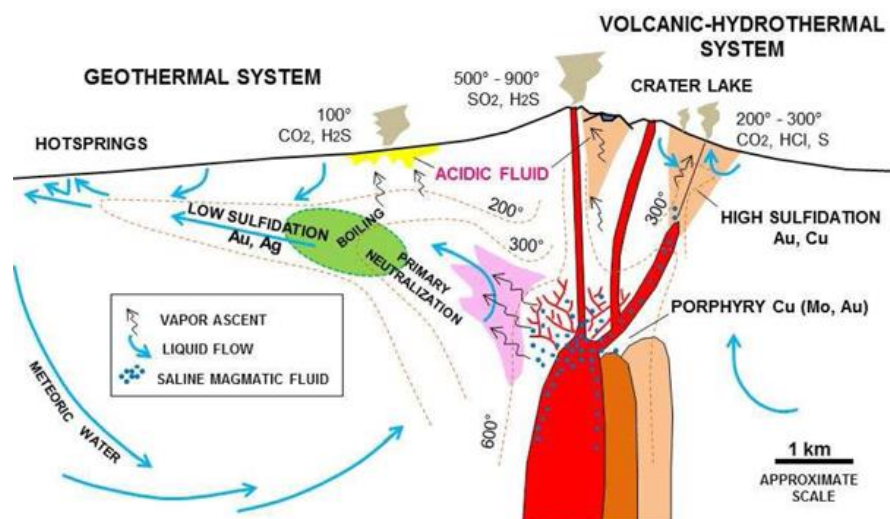


Figura 11 - Zoneamento dos veios mineralizados em ouro nos IRGS. Fonte: Hart et al. 2002

Os depósitos encaixados na intrusão compreendem veios auríferos e com menor frequência *stockworks*. São caracterizados pela assembleia metálica $\text{Au-Bi-Te}\pm\text{As}\pm\text{Mo}\pm\text{W}$ e, o ouro pode ser encontrado preenchendo cavidades miarolíticas dentro dos plútons e em aplitos e pegmatitos que cortam a intrusão. Os depósitos proximais se localizam nas encaixantes da intrusão e são mais comuns os escarnitos com $\text{W}\pm\text{Cu}\pm\text{Au}$ e $\text{Cu-Bi-Au}\pm\text{W}$, a substituição por sulfetos em rochas calcárias, as brechas e diatremas ricas em cobre e estanho, e veios e disseminações em rochas sedimentares. Já os depósitos distais, localizados fora dos limites dos *hornfels*, incluem veios auríferos quartzo-sulfetados meso a epitermais encaixados ao longo de planos de falhas. A assinatura típica dos veios distais é $\text{Au-As-Sb}\pm\text{Hg}$.

3.4.1.2. IRGS oxidados

Os sistemas auríferos relacionados a intrusões oxidados são os sistemas mineralizados em ouro associados aos ambientes onde ocorrem, tipicamente os depósitos de cobre pórfiro, ou seja, ambientes com caráter oxidante (Hart, 2010). De acordo com Robert et al. (2007), os sistemas oxidados se dividem em dois “clãs”, o dos sistemas pórfiros e o dos sistemas epitermais (Figura 12).



Fonte: Hedenquist et al. 2000

Figura 12 – Estilos de mineralização associadas aos ambientes de magmatismo oxidante, aos quais se associam os IRGS oxidados.

Sistemas pórfiros

Os sistemas pórfiros são também chamados de apicais disseminados, e são assim denominados devido à textura porfírica da mineralização, que ocorre como sulfetos disseminados ou em veios e *stockworks*. Tanto a mineralização quanto a alteração hidrotermal estão distribuídas na cúpula ou região apical das intrusões e nas encaixantes adjacentes. Seedorf *et al.* (2005) dividiram os sistemas porfíricos em 5 classes, baseadas no conteúdo metálico: Cu porfírico, Mo porfírico, W porfírico, Sn porfírico e Au porfírico, sendo esta aptidão metalogenética produto da composição da intrusão, do estado de oxidação da mesma e do tipo de encaixante, que resultam em sistemas mineralizadores distintos com variação da extensão, intensidade e zonalidade da alteração hidrotermal e da mineralização associadas, que de acordo com Pirajno (2009) apresentam três feições típicas:

- um grande volume de rocha é afetado pela alteração hidrotermal e pela mineralização;
- a mineralização é espacial e geneticamente relacionada com a intrusão, da qual uma pequena porção apresenta a textura porfírica que lhe confere o nome;
- a presença de veios e vênulas formando *stockworks*, dentro dos quais ocorrem disseminação de sulfeto de Fe, Cu, Mo, Pb e Zn, bem como Au nativo (Pirajno,

O tamanho dos depósitos varia de diversos milhões de toneladas até alguns poucos bilhões com variação de teores desde 0,2% até 2% de Cu, 0,01-0,5% Mo e o Au pode variar

desde frações de ppm até algumas ppm. Os depósitos em geral apresentam uma extensão pequena em área e grande em profundidade (escala quilométrica). A maioria dos depósitos conhecidos são mesozóicos ou cenozóicos e, com a descoberta recente de depósitos proterozóicos, no Canadá, e arqueanos, na Austrália, foi desfeita a crença de que inexistiam depósitos mais antigos.

Sistemas epitermais

São depósitos formados em temperaturas entre 150-300°C e a profundidades entre 1-2 km, a partir da superfície (WHITE E HENDEQUIST, 1990). Estes possuem dois estilos de mineralização distintos, um com alta sulfetação, também denominado polo ácido-sulfatado e com baixa sulfetação, denominado polo sericita-adulária, ambos tendo o ouro como metal dominante. O que controla as diferenças entre os dois são as diferentes características químicas do fluido hidrotermal, que implicam em paragêneses de alteração e de minério diferenciadas. White e Hendequist (1990; 1995) definem para os depósitos de baixa sulfetação um pH próximo da neutralidade e um caráter redutor, enquanto nos de alta sulfetação predominam fluidos ácidos e oxidantes formados em ambiente hidrotermal-magmático, nas adjacências de vulcões jovens.

A mineralização epitermal possui características comuns e distintivas, como a presença de calcedônia de granulação fina, calcita, pseudomorfos de quartzo substituindo calcita (indicando ebulição de fluidos) e brechas hidrotermais. A associação primária de Au, Ag, As, Sb, Hg, Tl, Te, Pb, Zn e Cu também é característica. As texturas de minério incluem feições de preenchimento de espaços abertos (característicos de ambientes de baixa pressão), bandamento crustiforme e coloforme, e estruturas em pente (PIRAJNO, 2009).

3.4.2. Sistemas orogênicos

Os depósitos de ouro orogênicos formam uma classe que inclui diversos depósitos (filonianos, mesotermiais, encaixados em turbiditos, encaixados em cinturões de rochas verdes, etc...). A denominação sugerida por Groves *et al.* (1998) homogeneizou a grande quantidade de termos usados para designar esta classe de depósitos formados exclusivamente em terrenos metamórficos e gerados pela circulação de fluidos crustais profundos, nos quais o ouro é o principal bem mineral encontrado. Muitos desses depósitos podem se relacionar espacialmente com rochas ígneas, sobretudo, os de idade arqueana,

mas esta condição não é obrigatória. (GROVES *et al.*, 1998; EILU *et al.*, 1999; PIRAJNO, 2009)

Os ambientes mais propícios à formação desta classe de depósitos são as margens convergentes, em orógenos acrescionários ou colisionais onde predomina deformação compressiva a transtensiva (EILU *et al.*, 1999), ou seja, regiões onde há concentração de energia térmica e dinâmica, que geram modificações estruturais e químicas nas rochas. Nessas condições Pirajno (2009) considera que a desidratação mineral resultante do reequilíbrio paragenético, causado pelo metamorfismo regional na fácies anfibolito, libera fluidos contidos em minerais hidratados que migram em direção à superfície e são capazes de transportar o ouro complexado. A desestabilização desses complexos gera depósitos em veios de quartzo, em diferentes profundidades crustais, desde 20 km até próximo da superfície.

As principais características observadas são o forte controle estrutural, com a mineralização, em geral, associada às estruturas de 2ª e 3ª ordens. A mineralização tem enriquecimento variado em As, B, Bi, Hg, Sb, Fe, Se e W, e as concentrações de Cu, Pb e Zn são semelhantes ou levemente maiores que o padrão regional. A alteração da rocha mostra intensa variação lateral no entorno das zonas mineralizadas, a alcança desde poucos centímetros até 1-2 km. A rocha alterada é amplamente substituída por calcita, dolomita, ankerita, pirita, clorita, sericita e mais raramente fucsita. As modificações químicas envolvem ganhos significativos de CO₂, S, K, H₂O, SiO₂ ± Na e LILE (GROVES *et al.*, 1998; EILU *et al.*, 1999).

4. Contexto geológico local

O depósito Tocantinzinho é um depósito de ouro hospedado em um granito homônimo classificado como tardi a pós-tectônico (Santiago *et al.*, 2013), cuja colocação foi controlada pelo lineamento Tocantinzinho (Juras *et al.*, 2011). Tanto o granito quanto o lineamento

apresentam uma orientação NW-SE. Este lineamento é descrito como uma estrutura regional ao longo da qual ocorrem vários granitos mineralizados em ouro (Figura 13), dentre os quais pode-se citar os granitos São Jorge, Palito, Batalha, Bom Jardim e Cuiú-Cuiú (Juras et al., 2011; Villas et al., 2013; Santiago et al., 2013).

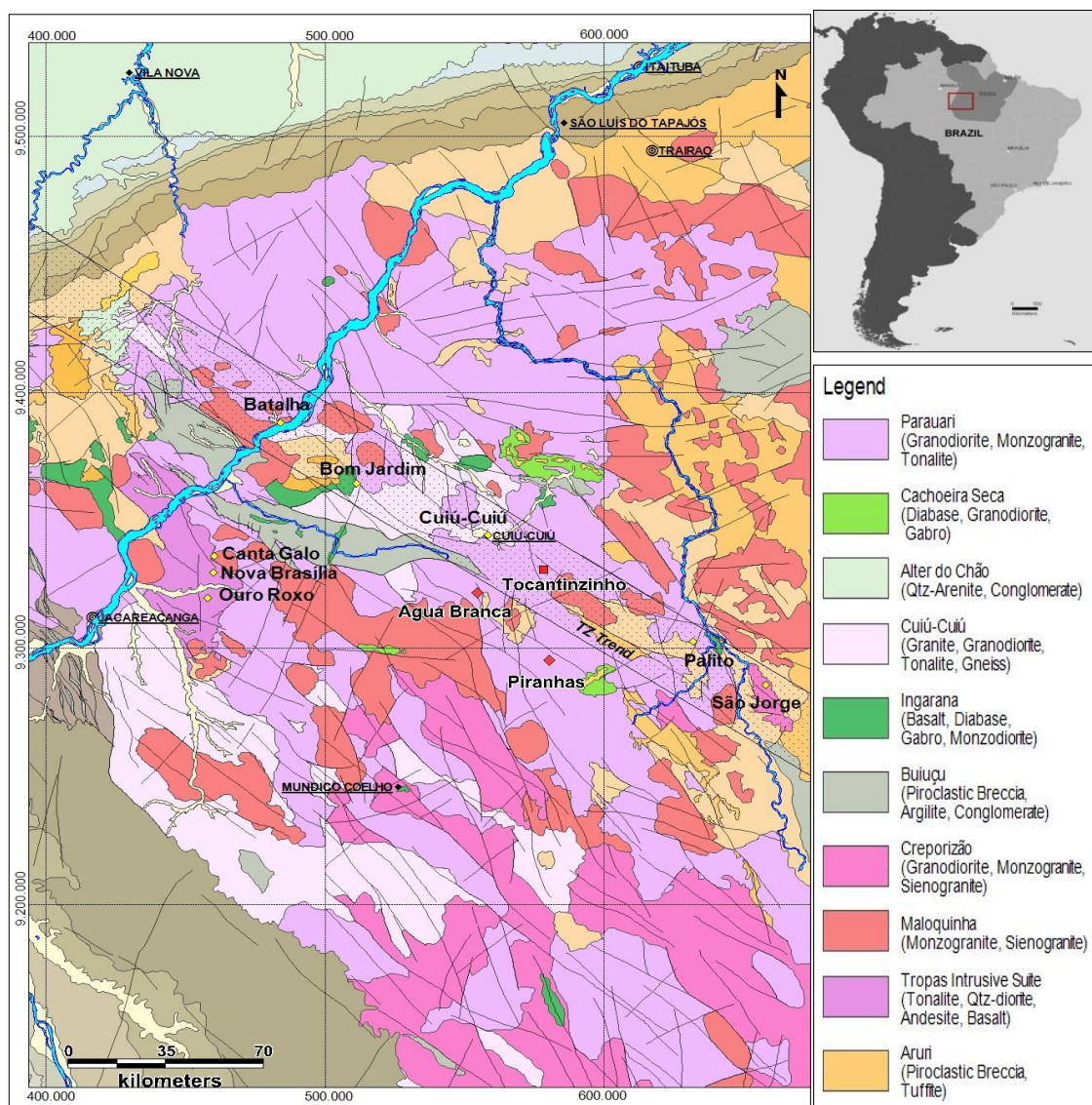


Figura 13 – Lineamento Tocantinzinho e localização de alguns dos depósitos conhecidos na região. Fonte: Juras et al. (2011).

Segundo Villas et al. (2013), o granito Tocantinzinho apresenta composições que variam de sienogranito a monzogranito e é composto por microclínio (40-50%), oligoclásio (20-35%), quartzo (20-30%), biotita annítica (2 a 8%) e Fe-edenita (0 a 2%). Dentre os acessórios foram descritos zircão, magnetita, apatita, allanita, monazita e U-thorita. Alguns termos com composição álcali-feldspato granítica e granodiorítica são descritos (Juras et al., 2011; Santiago et al., 2013).

Com base na alteração, mineralogia e na cor, estas rochas têm sido separadas em duas fácies: uma de cor cinza a verde e outra de cor vermelha, informalmente denominadas de granito smoky e salame, respectivamente. Na variedade salame (Figura 14), a rocha tem cor laranja a vermelha e predominam cristais grossos de microclínio e ameboides de quartzo (*bleb quartz*), que para Villas et al. (2013) resultam do sobrecrecimento a partir de um líquido rico em sílica. Este arranjo de feldspato vermelho com cristais de sílica lembra o aspecto de um salame, motivo da designação adotada. A variedade smoky apresenta variação na cor desde cinza até verde e tem um aspecto turvo (Santiago et al., 2013).

De acordo com Juras et al. (2011) estas fácies são consequência da presença de finas partículas de hematita no feldspato potássico, na primeira e de clorita, na segunda. Contudo, Santiago et al. (2013) comparando a composição dos dois granitos concluiu que não há diferenças químicas importantes, apesar do aspecto macroscópico distinto (i.e. cor) e que a razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ é mais elevada no granito smoky que no granito salame. Desta forma, a hipótese de tingimento da rocha em função da presença de óxido de ferro é questionada.

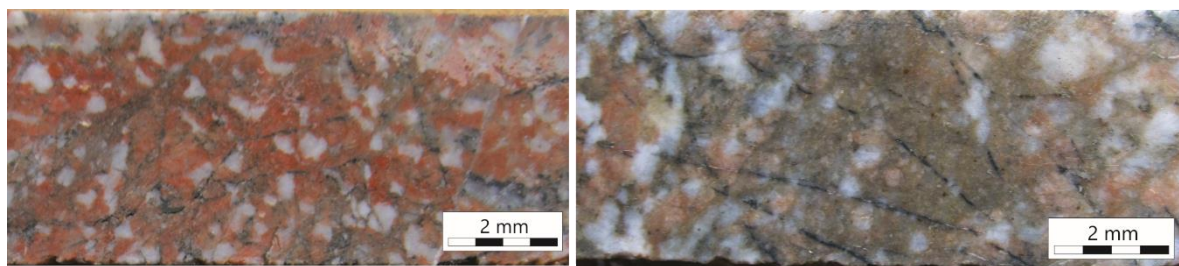


Figura 14 – Fotografia mostrando a alteração hidrotermal informalmente denominada granito salame, à esquerda, em função do seu aspecto mesoscópico. Esta alteração se caracteriza pela cor vermelha e pela presença de cristais de microclínio e de sílica ameboide. À direita fotografia mostrando a alteração denominada de granito smoky, que se caracteriza pela cor cinza a verde e quantidades variáveis de quartzo.

Na zona mineralizada ocorrem inúmeros diques de aplitos e pegmatitos, considerados comagmáticos e com cristalização tardia em relação ao granito. Um espesso corpo de andesito capeia os granitos e se transforma em profundidade em uma rede de numerosos diques, os quais devem ter funcionado como diques alimentadores da intrusão principal (Juras et al., 2011). Um dique de dacito intrusivo no andesito e no granito representa o último evento magmático registrado no TCZ. Este conjunto de rochas é limitado de ambos os lados por quartzo monzonitos estéreis e localmente por granitos de granulação média a grossa, também estéreis e que foram superpostos por uma alteração hematítica (Juras et al., 2011; Villas et al., 2013). Segundo Villas et al. (2013), uma densa rede de microfraturas preenchidas por hematita caracteriza esta alteração. A distribuição destas rochas e a relação entre as rochas estéreis e mineralizadas pode ser visualizada na Figura 15.

A gênese do granito Tocantinzinho foi correlacionada, por Juras et al. (2011), com a Suíte intrusiva Parauari, entretanto cristais de zircão extraídos de duas amostras, analisadas pelo método Pb-Pb em monocristais zircão indicam uma idade mais antiga para o granito Tocantinzinho. De acordo com Villas et al. (2013), a primeira amostra apresentou duas populações uma com idade mais antiga $2094 \pm 9\text{Ma}$ ($n=4$; $\text{MSWD}=4$) e outra com idade média de $1999 \pm 16\text{Ma}$ ($n=4$; $\text{MSWD}=4$). A segunda amostra apresentou zircões com idades herdadas entre $2029 - 2068\text{Ma}$ e uma idade média de $1982 \pm 8\text{Ma}$ ($n=6$; $\text{MSWD}=5$), interpretada como a idade provável de cristalização.

Ainda não datados, os diques de andesito e riolito têm sido correlacionados à Formação Vila Riozinho (Mello, 2007¹ citado por Villas et al., 2013), cuja idade foi determinada em 2000 ± 4 ; $1998 \pm 2\text{Ma}$ (Lamarão et al., 2002).

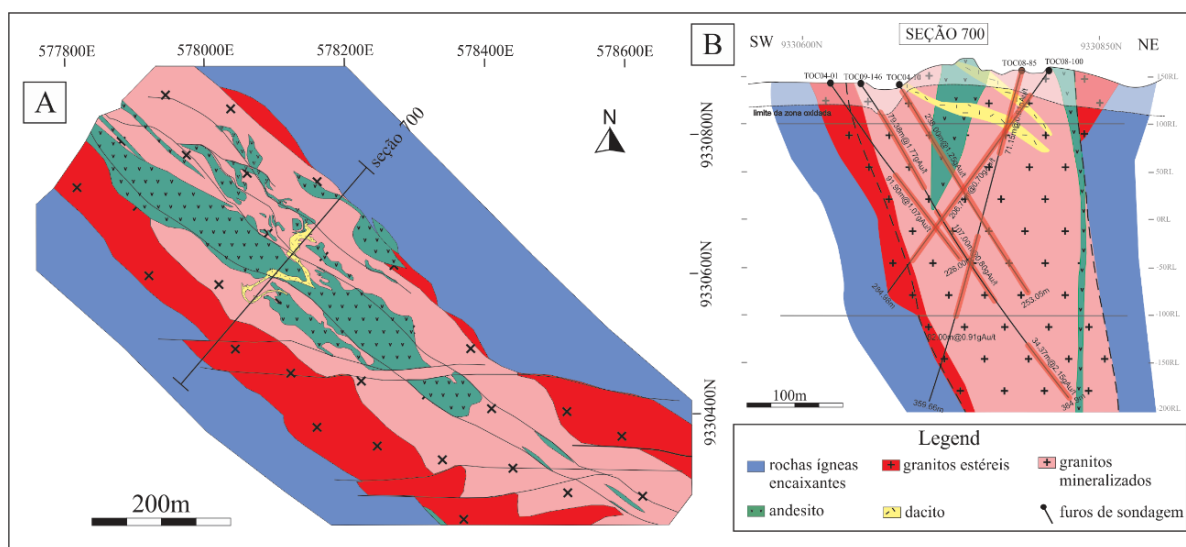


Figura 15 - Mapa geológico do depósito Tocantinzinho e seção geológica simplificada ilustrando as relações de contato entre os diferentes litotipos e a delimitação da zona mineralizada. Fonte: Juras et al. (2011).

Santiago et al. (2013) descrevem a alteração hidrotermal que afeta o granito Tocantinzinho como fraca a moderada, já que não ultrapassa 30% do volume da rocha e muitas feições primárias estão preservadas. As alterações que ocorreram com uma baixa razão fluido rocha incluem sericitização, cloritização, silicificação, carbonatação, hematização, sulfetação e epidotização, esta última em menor proporção (Juras et al., 2011; Santiago et al., 2013). Esses minerais hidrotermais ocorrem em substituição aos minerais primários ou, ainda, preenchendo fraturas e gerando vênulas mono ou poliminerálicas (Santiago et al., 2013).

¹ MELLO, R. B. A preliminary assessment of the Tocantinzinho Gold Project, Tapajós Gold District, Pará State, Brazil – Three million tons/year scenario. Nova Lima: Brazauros Resources Corporation. 2007. (Relatório Inédito).

Estas vênulas são finamente espaçadas e separadas por rocha estéril (*sheeted quartz veinlets*) e configuram localmente o estilo stockwork, que segundo Villas et al. (2013) seriam estéreis e formadas em consequência de um fraturamento hidráulico, precoce na história evolutiva do TCZ.

No estágio seguinte, não necessariamente associado a cristalização ou resfriamento do granito, é que a microclinização, a cloritização, a sericitização, a silicificação e a alteração carbonática tardia teriam se desenvolvido, conforme representado no quadro de sucessão paragenética na Figura 16.



Figura 16 - Relações temporais entre os tipos de alteração hidrotermal e sequência paragenética dos minerais do minério no depósito Tocantinzinho. Fonte: Santiago et al. (2013)

De acordo com Santiago et al. (2013) e Villas et al. (2013) os sulfetos correspondem a menos de 3% do volume da rocha e a precipitação do ouro ocorreu em vênulas com direções preferenciais N20-30E e N70-80E de forma síncrona a cristalização de mica branca fina, que sucedeu uma etapa de cloritização. Veios de quartzo em duas gerações distintas, uma precoce constituída por quartzo, clorita, pirita e ouro e outra tardia, composta por quartzo, pirita, clorita, calcita, ouro, calcopirita, galena e esfalerita teriam se formado como consequência do resfriamento do sistema hidrotermal (Santiago et al., 2013). Santiago et al. (2013) estimou que a temperatura do sistema hidrotermal variou entre 275° e 330°C, com base no geotermômetro da clorita e Villas et al., (2013) sugerem uma origem magmática para o fluido hidrotermal, com base em $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ com modificações impostas por influxo de águas meteóricas. Queiroz e Villas (2013) avaliaram as condições físico-químicas do fluido associado a cristalização dos veios de quartzo e estimaram condições de temperatura entre 280 – 327°C e pressões entre 0,8 – 1,8Kbar (2-5km) para o aprisionamento de fluidos aquo-carbônicos (2-11 wt% NaCl_{eq} ; T_{ht} 280 - 380°C) e aquosos (14-20 wt% NaCl_{eq} ; T_{ht} 160 - 360°C),

os quais seriam resultado de um aprisionamento heterogêneo de fluidos imiscíveis, em condição de flutuação de pressão (Queiroz e Villas, 2013). Estes autores também atribuem uma fonte magmática aos fluidos hidrotermais, em função da presença de inclusões aquo-carbônicas e da ausência de rochas metamórficas ou sedimentares na área do Tocantinzinho, as quais poderiam ser fontes potenciais de tais fluidos. Fluidos aquosos de baixa salinidade e temperatura (0,5-4 wt% NaCl_{eq}; T_{ht} 95 - 160°C são interpretados como associados a infiltração de águas meteóricas durante a evolução do sistema hidrotermal (Queiroz e Villas, 2013), corroborando a hipótese de influxo de fluidos meteóricos proposta por Villas et al. (2013).

Com uma visão diferente em relação ao estilo e a cronologia da mineralização, Juras et al. (2011) sugerem que a mineralização, com estilo disseminado, foi introduzida durante ou logo após o resfriamento do granito e que os fluidos hidrotermais estariam relacionados geneticamente ao granito. Estes autores destacam ainda que a mineralização está presente em baixos teores em todo o volume do granito, restrita aos contatos com as rochas subvulcânicas e, associada apenas localmente aos veios de quartzo sulfetados.

A classificação do depósito Tocantinzinho como IRGS é consensual, ainda que haja divergência sobre distribuição temporal dos eventos hidrotermais e mineralizadores, sobre o estilo da mineralização e a sua relação genética com o granito.

5. Geochronological, geochemical and petrographic constraints on Paleoproterozoic Tocantinzinho deposit (Tapajós Gold Province, Brazil): implications for timing, regional evolution and deformation style of its host rocks.

Ariadne Borgo^{a,b}, João Carlos Biondi^a, Alain Chauvet^b, Olivier Bruguier^b, Patrick Monié^b, Timothy Baker^c, Ruperto Ocampo^c, Richard Friedman^d, Jim Mortensen^d

a Department of Geology, Federal University of Paraná, C.P. 19.001, 81.531-980 Curitiba, Brazil

b UMR 5243, Géosciences Montpellier, University of Montpellier, Campus Triolet cc060, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex05, France

c Eldorado Gold Corporation, 1188 Bentall, 5550 Burrard Street, Vancouver, BC V6C 2B5, Canada

d Department of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences, University of British Columbia, Vancouver Campus 2020, 2207 Main Mall, Vancouver, BC, Canada V6T 1Z4

Highlights

- The Tocantinzinho granite and related rocks were emplaced mainly at shallow-depths between 2005 – 1990Ma;
- Moderate average-cooling rates of ca. 7.5°C/Ma indicate a negligible vertical exhumation;
- These rocks were emplaced in a post-tectonic setting and belong to the Creporizão Suite

Abstract

The Tapajós Domain in the Amazonian Craton comprises hundreds of gold occurrences mainly hosted by Paleoproterozoic granitic rocks, whose geotectonic evolution and deformation style are poorly understood. The Tocantinzinho granite hosts a large amount of gold, forming the largest gold deposit known in the Tapajós Domain. The Tocantinzinho area is formed by plutonic rocks cut by subvolcanic rocks shallowly emplaced and constrained by NW-SE strike-slip faults, probably in a transtensive site. The magmatism started with the emplacement of huge granodiorite that presently formed the basement country rocks (2007 – 1997Ma), it was followed by the Tocantinzinho granite magmatism (1996 – 1989 Ma), and the coeval to late andesite emplacement. Petrological and textural evidence suggest the complex and synchronous occurrence of tectonics and few magmatic events expressed by the emplacement of successive granite, aplite, pegmatite, andesite, and dacite. The magmatic event finished with the cooling of this set of rocks below ca. 320°C, at ca. 1950 Ma. The cooling rates vary from ca. 3.6 to 14.7°C/Ma, with an average of 7.5°C/Ma, indicating no important vertical exhumations. The elongated geometry of the Tocantinzinho granite and related rocks, features of solid-state deformation within granites and syntectonic deformation of some

andesite dikes imply the existence of wrench type tectonic control. The I-type signature of these rocks, their high-K calc-alkaline and metaluminous to peraluminous affinities combined with the tectonic style indicate a post-collisional tectonic setting. The absence of high-grade metamorphic rocks, thrust faults, leucogranite lenses and migmatite, as observed in the collisional rocks from the Cuiú-Cuiú Complex formed between 2033 – 2005Ma, corroborate this hypothesis. Based on geochemical and structural constrains, the rocks from the Tocantinzinho area are interpreted as a part of the Creporizão Suite and probably represent the first expressions of this syn- to late-tectonic magmatism in the region. A continuous and progressive process of magmatic emplacement controlled by tectonics will be proposed and discussed in conclusion.

Keywords: Zircon U-Pb geochronology; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology; Syn-tectonic magmatism; Tapajós Domain; Amazonian Craton

5.1. Introduction

The Tapajós Domain (Santos et al., 2001, 2004), located in the southwestern part of the Pará state (Northern Brazil), is the central segment of the Tapajós-Parima Province (Santos et al., 2000), that belongs to the southern Amazonian Craton (Fig. 1A). This domain coincides with one of the most important metallogenic province in Brazil, named Tapajós Gold Province (TGP; Faraco et al., 1997; Fig. 1B). The presence of hundreds of gold occurrences hosted mainly in granitic rocks highlighted the TGP in the Brazilian mining scenario between the fifties and the nineties when 10-12 tons of gold were extracted per year by ca. 2,200 *garimpos* sites (Silva, 2001). Despite its economic importance, the TGP and their mineral occurrences have been studied more intensively after the nineties. Its geological history is still controversial, especially regarding its geotectonic evolution (Tassinari and Macambira, 1999; Ricci et al., 1999; Santos et al., 2000, 2001, 2002, 2004; Almeida et al., 2001; Klein et al., 2001a, 2002; Vasquez et al., 2002; Lamarão et al., 2002, 2005; Coutinho et al., 2008), the constraints on source, control, and timing of gold mineralization (Coutinho et al., 2000; Lafon and Coutinho, 2008; Santos et al., 2001; Klein et al., 2002; Lamarão et al., 2005), as well as the classification based on the genesis of the mineral occurrences (Silva et al., 2000; Juliani et al., 2002, 2005; Klein et al., 2001b, 2002; Coutinho et al., 2008; Borges et al., 2009; Usero et al., 2011; Santiago et al., 2013; Villas et al., 2013; Assunção and Klein, 2014). Previous studies were mainly focused on the hydrothermal alteration and mineralization, and few data are available to understand the magmatic history of this area, specifically in term of geotectonic and structural controls.

In order to improve the knowledge and understanding of the TGP, this study is focused on the magmatic rocks that contain the largest gold deposit known in the Tapajós Domain, the Tocantinzinho (TCZ) deposit, which contains 1.7 million oz. of gold (average of 1.35g/t distributed in 48,732kt of rocks (Muhr, 2015) and classified as an intrusion-related gold deposit

(Juras et al., 2011; Santiago et al., 2013, Villas et al., 2013). In order to better constrain the timing of various magmatic rocks and their relationships, as well as their geotectonic and structural controls, an integrated approach based mainly on petrography, geochemistry, U-Pb zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on magmatic minerals is presented in this paper. The mineralization and its relationship with the TCZ rocks will be only briefly presented because they are out of the scope of this paper and will be discussed in a future publication.

5.2. Geological setting

5.2.1. Regional geology

The TGP is mainly composed of Orosirian (i.e. from 2050 to 1800 Ma) plutonic and volcanic rocks, with minor metamorphic rocks (Fig. 1B). Based on its deformation, rocks were divided into two main tectonic domains (Fig. 1C): an orogenic one formed by supracrustal and arc-related magmatic rocks, and a post-orogenic to anorogenic one formed by intracratonic-related magmatic rocks (Klein et al., 2001a; Santos et al., 2001). Two geotectonic models have been discussed: either amalgamation of five magmatic arcs between 2040 - 1880 Ma, followed by a post-collisional magmatism occurring between 1870 and 1760 Ma; or the occurrence of only one magmatic arc (ca. 2000 Ma) with multiple post-orogenic and intraplate magmatic pulses around 1880 Ma and 1780 Ma, respectively (Vasquez et al., 2002).

The oldest and most deformed rocks belong to the orogenic domain. These rocks predominate in the northwest and southeast areas comprising metavolcano-sedimentary sequences from the Jacareacanga Group (ca. 2100 Ma), and orthogneisses, amphibolites, and metagranitoids from the Cuiú-Cuiú Complex (2033-2005 Ma after Santos et al., 2000, 2001). This complex includes N-NW banded and elongated batholiths deformed in high metamorphic grade, thrust fault structures, leucogranite lenses hosted by orthogneisses and minor migmatitic features, defining a collisional environment for these rocks (Vasquez et al., 2002). A compressive N-NW ductile deformation differentiates those rocks from the late-orogenic granitoids of the Creporizão Suite (1997 – 1957 Ma after Santos et al., 2001) that exhibits an igneous fabric defined by magma flow structures, syn plutonic dikes, and evidence for magma mingling. Protomylonitic foliations are characteristic and P-T conditions are compatible with low amphibolite facies metamorphism (Ricci et al., 1999). Coeval and geochemically similar, the Old São Jorge granite (OSJG) does not show neither metamorphism nor pronounced deformation (Lamarão et al., 2002) likely all the rocks of the

Creporizão area. Intermediate to acid volcanic rocks are associated with the OSJG and are grouped under the name of Vila Riozinho Formation (ca. 2000 Ma after Lamarão et al., 2002).

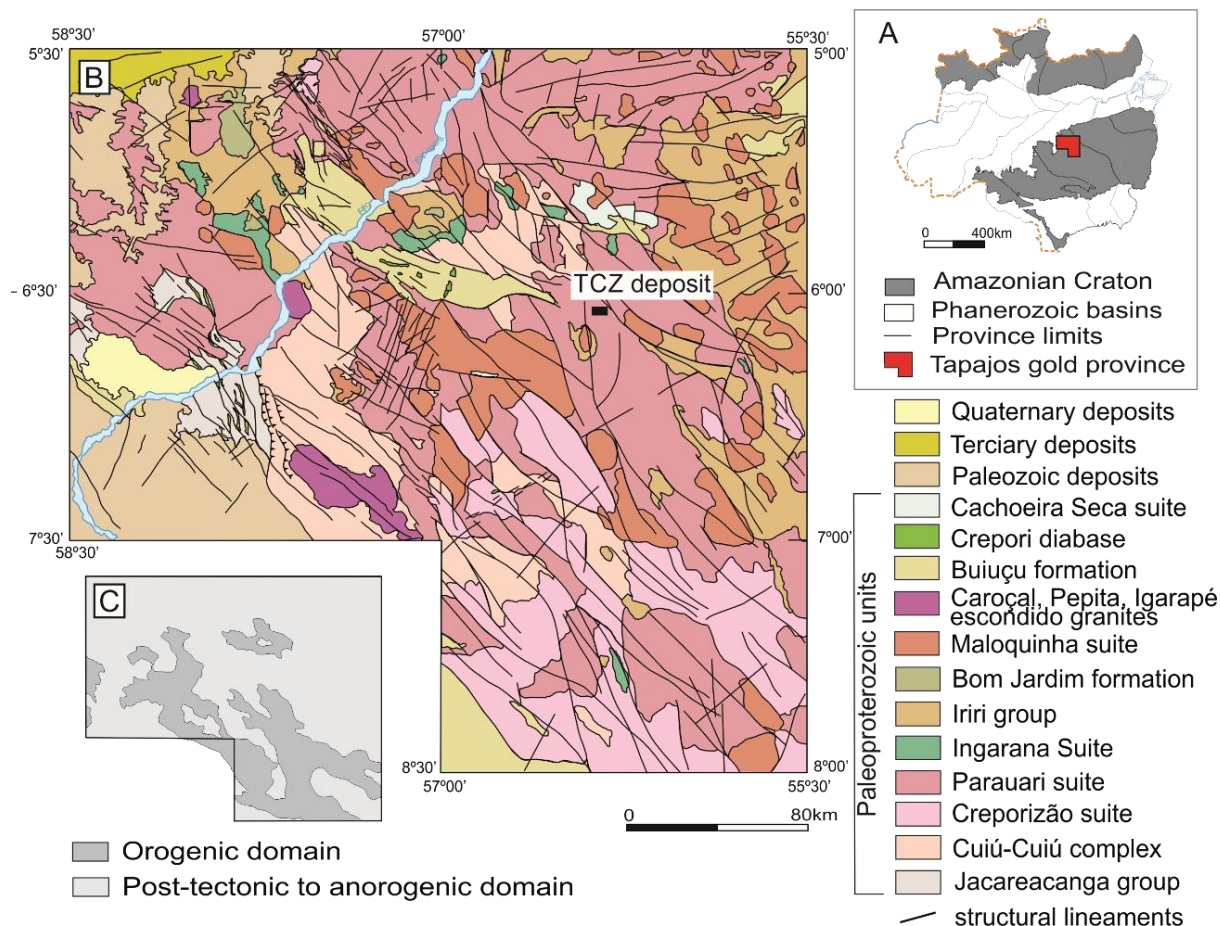


Fig. 1 - (A) Localization of the Tapajós Gold Province (TGP) in the Amazonian Craton; (B) Simplified geological map of the TGP (modified from Almeida et al. 2000); (C) Distribution of orogenic and post-tectonic to anorogenic domains within the TGP (Klein and Vasquez 2000).

Subsequent calc-alkaline granitoids from the Parauari Suite (1887 – 1879 Ma), A-type granitoids from the Maloquinha Suite (1882 - 1864 Ma) and intermediate- to acid-volcanic sequences from the Iriri Group (ca. 1870 Ma), considered as the extrusive or sub-volcanic equivalents of the Maloquinha Suite (Vasquez et al., 1999), compose the main units of the post-orogenic to anorogenic domain (Klein et al., 2001a). However, Santos et al. (2000; 2002; 2004) consider that the Parauari Suite belongs to the orogenic domain and forms the latest magmatic arc in their geotectonic model.

The structural record found in rocks from the orogenic domain defines two deformational events. The first one (D1) is ductile and defined by NE-SW gneissic banding formed within the Cuiú-Cuiú complex and by cleavage formation within the Jacareacanga Group, between 2005 and 1997 Ma (Almeida et al., 2001; Santos et al., 2001). The second deformation (D2) is brittle-ductile and represented by NW-SE strike-slip event that affected

rocks of the Creporizão Suite and overprinted gneissic banding of the Cuiú-Cuiú complex. This second event is interpreted to occur between 1970 and 1950 Ma (Klein et al., 2002). According to Santos et al. (2001) and Klein et al. (2002) in both orogenic and post-orogenic domains, the widespread deformation is brittle, younger than 1880 Ma, and related to extensional tectonics, which reactivated or generated structures during the emplacement of the Maloquinha granitoids.

5.2.2. Local Geology

The TCZ deposit is hosted by a namesake granitic complex composed mainly by monzogranite with minor granodioritic rocks (Santiago et al., 2013) dated at 1982 ± 8 Ma (Villas et al., 2013). The TCZ granite is a pinkish monzogranite (Santiago et al., 2013), which shows miarolitic cavities, blebby quartz texture (possible unidirectional solidification texture) and, abundant aplite and pegmatite bodies, whose geometry and orientation are not well defined, seeming to be somewhat erratic (Juras et al., 2011). Santiago et al. (2013) consider the monzogranite as the protolith of two hydrothermal varieties: a coarse alkali-feldspar granite composed by reddish to pinkish K-feldspar crystals associated with milky quartz, and another variety distinguished by its greenish to grayish tone, informally named salame and smoky granite, respectively (Juras et al., 2011). According to Juras et al. (2011), there is a complete gradation between both and their contacts are diffuse. The reddish color of the K-feldspar in the salame granite is a consequence of hematite dusting of the K-feldspar (Juras et al., 2011), as well as the greenish to grayish color of the smoky granite is due to the presence of chlorite alteration (Juras et al., 2011; Santiago et al. 2013).

Large andesite bodies cover or intrude the TCZ granite, parallel to the axis of the ore zone (Santiago et al., 2013; Fig. 2). At depth, andesite bodies are interpreted to converge thus forming potential feeder-like dikes of the main andesite body (Juras et al., 2011). A late rhyolite dike cuts the andesites and represents the youngest magmatic rock emplaced in the TCZ area (Juras et al., 2011; Santiago et al., 2013, Fig. 2). The mineralized rocks are surrounded by barren syenogranite to monzogranite superimposed by hematite alteration, named by Juras et al. (2011) as hematitic granite (tectonized *fácies* of Fig. 2). Although Juras et al. (2011) highlight the presence of no penetrative deformation in these rocks; Villas et al. (2013) describe a dense network of microfractures filled by hematite and some tectonic contacts along the outward limit with the quartz monzonite regional basement. This quartz monzonite is magnetic,

varies from gray to reddish in color, exhibits epidote infilling minor veinlets and fine pyrite crystals, which are considered not related to the TCZ mineralization (Juras et al., 2011).

According to Santiago et al. (2013) and Villas et al. (2013), the TCZ granite was weakly to moderately altered by hydrothermal fluids. Sericite, quartz, chlorite, and carbonate occur either replacing magmatic minerals, or as vein and veinlets infilling, and in breccias matrix. Gold is disseminated in veinlets (< 1cm thickness) of quartz, chlorite, sulfide, and calcite (Juras et al., 2011), which are orientated N20-30°E and N70-80°E and exhibit a stockwork style (Villas et al., 2013; Santiago et al., 2013). Pyrite is the widespread sulfide, with minor galena, chalcopyrite, and sphalerite. They represent less than 3% of the total volume of the rock (Villas et al., 2013). Gold is associated with hydrothermal minerals in veinlets, veins, and breccias (Santiago et al., 2013). Isolated multi-ounce gold grades are associated with conspicuous quartz-galena-sphalerite-chalcopyrite veins intervals, which are not volumetrically significant (Juras et al., 2011).

5.3. Analytical techniques

This study is based on the geochronological analyses of 12 samples, the whole-rock chemistry of 11 samples, and microscopic description of 32 thin and polished sections. All samples were collected exclusively from relogged boreholes, whose distribution is presented in Fig. 2 along with the location of the samples selected for geochemical and geochronological analyses. The sample characteristics (i.e. rock type and relative position in the sample set) are summarized in Table 1, as well as the dated minerals and geochronological techniques applied to each sample.

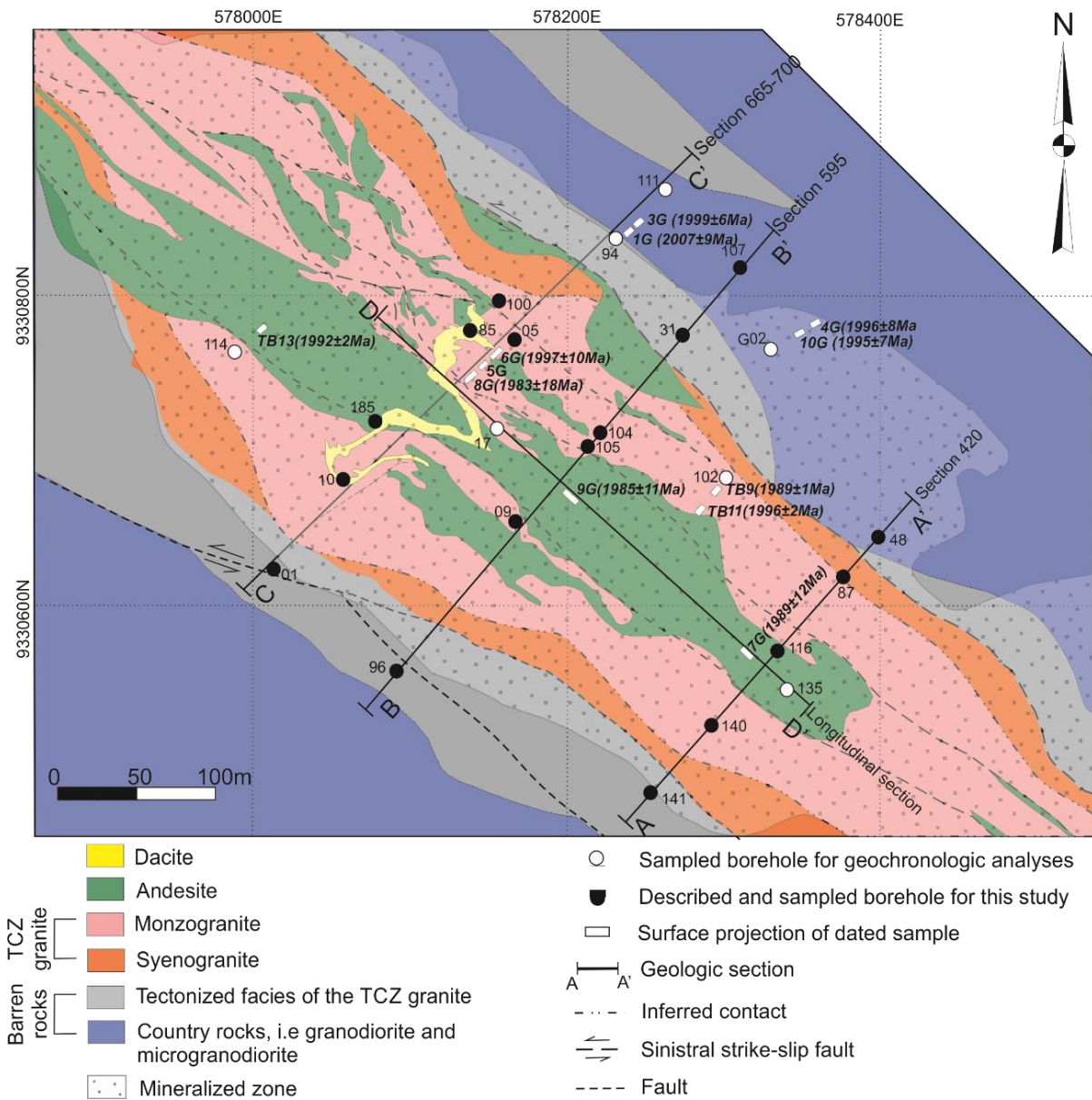


Fig. 2 - Geological map of the TCZ deposit. Boreholes described and sampled in this study are represented, as well as the surface projection of analyzed samples. Respective ages of previously dated samples are also indicated. The extent of the mineralized zone is based on unpublished data from Eldorado Gold Corporation. Modified from Juras et al. (2011).

5.3.1. Chemical analyses

Mineral chemical analyses were carried out on a Cameca SX 100 microprobe (WDS mode) at the Microsonde Sud Laboratory, University of Montpellier, under the following operating conditions: accelerating voltage of 20kV, beam current of 10nA, and beam size of 1µm. A list of analyzed elements, standard crystal applied, time count and detection limits can be found in the footnotes of the mineral chemistry data table (Table 2).

5.3.2. Whole-rock geochemistry

Whole-rock chemistry was performed on least altered samples, showing values of loss of ignition (LOI) lower than 2%, less than 10 wt. % of hydrothermal minerals and discarding hydrothermal and/or mineralized veins during samples preparation. The samples from hydrothermalized monzogranite (94-9G) and dacite (100-11G) are an exception, due to the moderated to pervasive hydrothermal alteration that affected them, as described forward (see 4.1 - Field relationships and petrography). The samples were previously crushed and pulverized in carbide tungsten vessel at the Mineral and rocks Laboratory (LAMIR), Federal University of Paraná. Analyses were carried out at ACTLABS (Activation Laboratories Inc., Ontario, Canada) by ICP-AES for the major elements and by ICP-MS for trace and rare earth elements. Complete data are presented in Anexo I.

5.3.3. U-Pb Geochronology

Zircon grains were separated and concentrated by crushing, Wilfley table, magnetic and density separation (e.g. Bosch et al., 1996). To perform SHRIMP and LA-ICP-MS, handpicked zircons were mounted in epoxy resin along with Temora 2 (Black et al., 2004) and G91500 (Wiendenbeck et al., 1995) zircon standard references, respectively. Zircon plugs were subsequently polished and zircon grains were imaged by cathodoluminescence (CL) before analysis.

SHRIMP analyses were performed at the Geochronology Research Center (CPGeo), University of São Paulo, Brazil. U-Pb isotopic composition was measured using a SHRIMP IIe, following the analytical procedures described in Sato et al. (2014). The spot size was 30µm and the common lead was corrected according to the model of Stacey and Kramer (1975). LA-ICP-MS analyses were performed at the Géosciences Laboratory (AETE regional facility, OSU OREME, University of Montpellier, France) using a sector field ICP-MS (Element XR) coupled to a GEOLAS 193nm excimer laser system. The laser was operated at an on-sample energy density of 12J/cm², using a 4Hz repetition rate and a 26µm spot size. Analytical procedures were as described in earlier reports (Bruguier et al., 2009; Bosch et al., 2011), and consisted of 15 seconds acquisition time for background and 45 seconds for the ablated material. Data evaluation was performed using the software Glitter (Van Achterberg et al., 2001). CA-ID-TIMS analyses were performed at Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research (PCIGR), University of British Columbia, Canada. Single zircon grains analyzed were annealed and

chemically abraded using the technique modified by Mattinson (2005). Details on analytical procedures at the PCIGR are given by Scoates and Friedman (2008).

Age calculations were conducted using Isoplot 3.7 (Ludwig, 2008). Analytical uncertainties of SHRIMP and LA-ICP-MS data (Anexo II) are quoted in the tables at 1σ , and for CA-ID-TIMS (Anexo II) at 2σ . In the text, all ages are presented at 2σ . Analyses are considered concordant to sub-concordant when their discordance degree is less than $\pm 5\%$. Gray ellipses in Concordia diagrams represent rejected spots in age calculations. For all samples, Concordia diagrams display intercept and weighted mean of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages. When the lower intercept tends to zero, the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean was considered as a representative age. In other cases, intercept age was adopted.

5.3.4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology

For Ar dating, samples were crushed, sieved, handpicked, and cleaned in an ultrasonic bath using acetone and distilled water. They were irradiated for 50 hours in the Triga Mark II nuclear reactor of Pavia (Italy) with several aliquots of the Taylor Creek sanidine standard (28.34 ± 0.08 Ma) as flux monitor. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating was performed at the Géosciences Montpellier Laboratory, using an IR- CO_2 laser of 100 kHz used at 5-15% during 60 sec and a multi-collector mass spectrometer (Argus VI - Thermo-Fisher). Argon isotopic interferences on K and Ca were determined by irradiation of KF and CaF_2 pure salts. The ArArCalc software© v2.5.2 was used for data reduction and plotting. Errors ($\pm 1\sigma$) reported on the plateau and total gas ages include the error on the irradiation factor J. Atmospheric ^{40}Ar was estimated using a value of the initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ of 295.5.

5.3.5. In situ trace elements analysis of zircon

In situ trace elements analysis of zircons from SHRIMP and LA-ICP-MS dated samples were carried out at the Géosciences Montpellier Laboratory, using the same LA-ICP-MS used to perform U-Pb dating (Supplementary table 5). The Laser beam was $26\text{ }\mu\text{m}$ and they were positioned as close as possible to the spots previously used for geochronological determinations. Analyses were calibrated using NIST 612 synthetic glass and the zircon standard G91500 (Wiendenbeck et al., 1995) was used as an external reference material. Element concentrations were normalized to Si^{29} by assuming a SiO_2 stoichiometric value of 32.97% and calculated using Glitter 4.0 (Anexo III).

Table 1 - Summary of characteristics of samples selected to perform whole-rock chemistry and geochronological analyses. The distribution of sampled boreholes can be seen in Fig. 2, as well as the position of samples along boreholes in Fig. 3.

Sample	Rock type	Stratigraphic position	Dated mineral	Geochronological technique
111-1G*	Biotite-hornblende granodiorite	Country rock that hosts mineralized granites and subvolcanic rocks	Zircon	SHRIMP
			Amphibole	LA-ICP-MS
			Biotite	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
111-3G*	Biotite-hornblende granodiorite		Zircon	SHRIMP
				LA-ICP-MS
G02-10G*	Biotite-microgranodiorite	Intrusive in biotite-hornblende granodiorite (out of mineralization zone)	Zircon	SHRIMP
94-6G*	Syenogranite		Zircon	SHRIMP
102-TB11				CA-TIMS
135-7G*	Granophyre quartz syenite	TCZ granite. Intrusive in the biotite-hornblende granodiorite (inside ore zone)	Zircon	SHRIMP
94-8G*	Monzogranite		Zircon	SHRIMP
102-TB09				CA-TIMS
17-9G*	Hydrothermalized monzogranite		Zircon	SHRIMP
94-5G*	Monzogranitic aplite	Comagmatic fácies of TCZ granite	Zircon	SHRIMP
				LA-ICP-MS
G02-4G**	Andesite	Intrusive in country rocks and the TCZ granite	Zircon	SHRIMP
				LA-ICP-MS
114-TB13	Dacite	Intrusive in the TCZ granites and andesite	Zircon	CA-TIMS

number before of hyphen in the samples' name represents the borehole identification used in Fig. 2 and 3.

*- Samples selected for whole-rock chemistry;

**Two fácies of the sample were selected for whole-rock chemistry: massive and porphyritic fácies.

The

5.4. Results

5.4.1. Field relationships and petrography

The Tocantinzinho area is composed exclusively of magmatic rocks. The preliminary chronology above presented and based on field relationships allows distinguishing from older to younger (Figs. 2 and 3) five groups of rocks that are below presented.

The *granodiorite* exclusively outcropping outside of the corridor defined by the two anastomosed faults trending N100-130°E (Figs. 2 and 3), which are identified mainly along boreholes by the presence of cataclasites, breccias and tectonized *fácies* described forward. Granodioritic rocks are fine- to medium-grained (0.5 – 1.5mm), light gray (111-1G) to red barren rocks (111-3G), previously described as quartz monzonites (Juras et al., 2011; Santiago et al., 2013). Euhedral to subhedral oligoclase ($An_{21-23\%}$) showing compositional oscillatory zoning, and mechanical twins, and anhedral quartz are the main constituents with subordinate amounts of subhedral orthoclase, biotite, and amphibole. Accessory zircon, titanite, apatite, pyrite, and magnetite are typically concentrated in the biotite and hornblende minerals. Pyrite and magnetite are observed often enclosed within titanite (2.1 - 3.5 wt%). Within granodiorite are found light-gray fine-grained intrusions (G02-10G; Fig. 4), exhibiting the same mineral composition of granodiorites (i.e. microgranodiorite). In both, the hydrothermal alteration is restricted to a selective and moderate sericite alteration of plagioclase (30-40 wt.% of crystals are replaced by small white mica) and weak chlorite alteration along cleavage plans of biotite (less than 10 wt.% of crystals are altered). No important brittle deformation is registered. Both, granodiorite and microgranodiorite compose the TCZ basement country rocks.

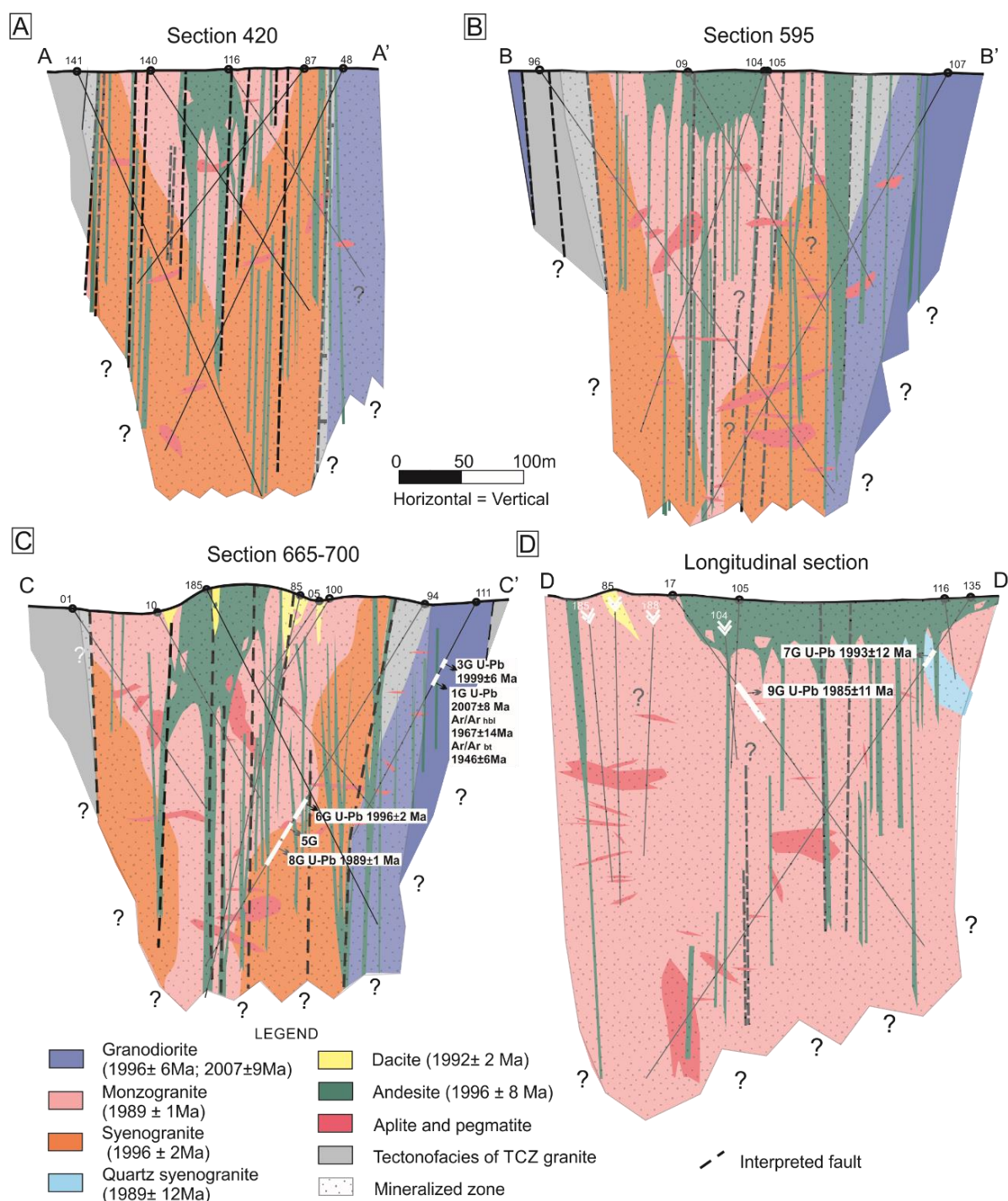


Fig. 3- Representative simplified cross-sections of the TCZ deposit based on exploration boreholes described in our study. Andesite dikes, aplite and pegmatites body geometries are simplified interpretations made with the purpose of showing a general idea of the density and complex distribution of magmatic bodies. Dated samples of this research are located and their respective ages indicated.

The *TCZ granite* s.s. is defined as a medium- to coarse-grained monzogranite varying from pale-yellow to pinkish color (94-8G; 102-TB09; Fig. 4) sometimes evolving to red syenogranite (94-6G; 102-TB11; Fig. 4), with minor quartz-syenite (135-7G; Fig. 4) or granodiorite. Syenogranite (salame fácies according to Santiago et al., 2013) and

monzogranite occupy mainly the outward and core parts of the studied area, respectively. Orthoclase showing lenticular microperthite, patch tartan twinning, minor flame-shaped perthite and swapped rims texture (Fig. 6A) are found. Unzoned plagioclase exhibiting locally mechanical twins and kink-bands, quartz and minor interstitial biotite, completely replaced by chlorite, leucoxene, and pyrite, form the other minerals of both facies. Hornblende was not described among the TCZ granite samples. Titanite replaced by carbonate and leucoxene, abundant zircon, and apatite are the accessory phases (0.3-1.8 wt%), which occur enclosed by or along with the pseudomorphs of biotite crystals. Granophyric texture (i.e. intergrowths of quartz and either K-feldspar or Na-rich plagioclase rather than a quartz and alkali feldspar solid solution; Barker 1970) are observed in syenogranite facies.

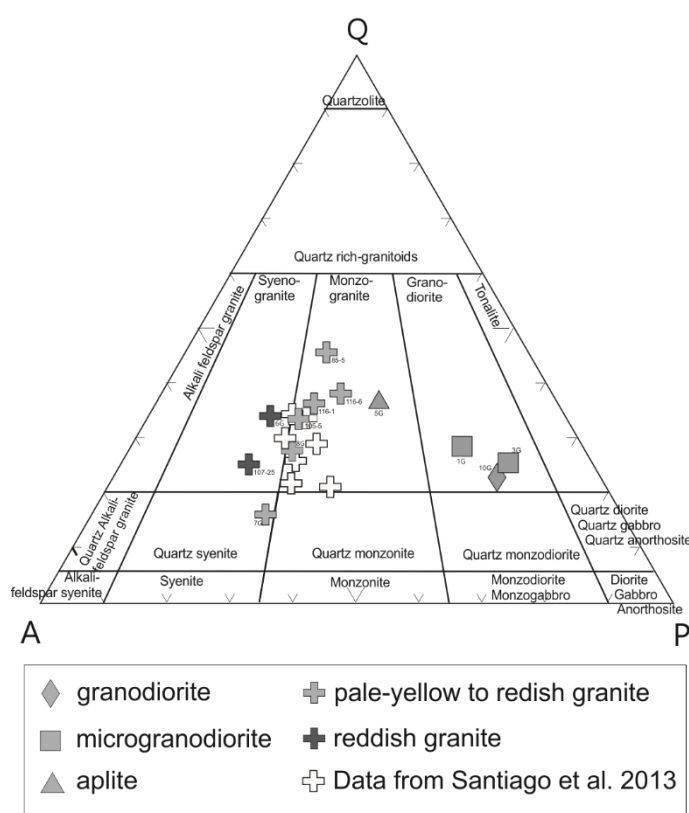


Fig. 4 - Modal classification of TCZ rocks using QAP diagram (Le Bas and Streckeisen, 1991) after 2000 points counted on each thin-section. (Q - quartz; A - alkali-feldspar; P - plagioclase).

The contact between the TCZ granite and the country rocks is cut by steeply dipping faults trending N100-130°E, and is marked by the presence of fractured and brecciated granites along fault zone, defining a tectonized facies (Figs. 2, 3 and 5A) or by the intrusion of andesite bodies between both. The matrix of the fault breccia is composed of carbonate and hematite (Fig. 6B). The brecciated granite has been called hematitic granite by Juras et al. (2011) and Villas et al. (2013).

Aplite and pegmatite forming centimeter- to meter-scale rock bodies are widespread within the TCZ granite (Fig. 3). They are monzogranites composed by equal proportions of microcline, plagioclase, and quartz (Fig. 4). Euhedral K-feldspar, graphic intergrowths of quartz and sodic plagioclase and monophase quartz cores are common in pegmatites (Fig. 5B), as well as in granophyric aplites (Fig. 6C). Pegmatites are less voluminous than aplites and often enveloped by them, forming a sequence of pegmatite, aplite, and granite from inward to outward. The outstanding characteristic is the existence of transitional and progressive contacts marked by mineral size changes, between aplite, pegmatite and their host granites (Fig. 5C). The color of aplite and pegmatite vary from pinkish to red and is similar to the host granite, i.e. the red syenogranite and/or the pale-yellow to pinkish monzogranite. These rocks are considered as part of the TCZ granite.

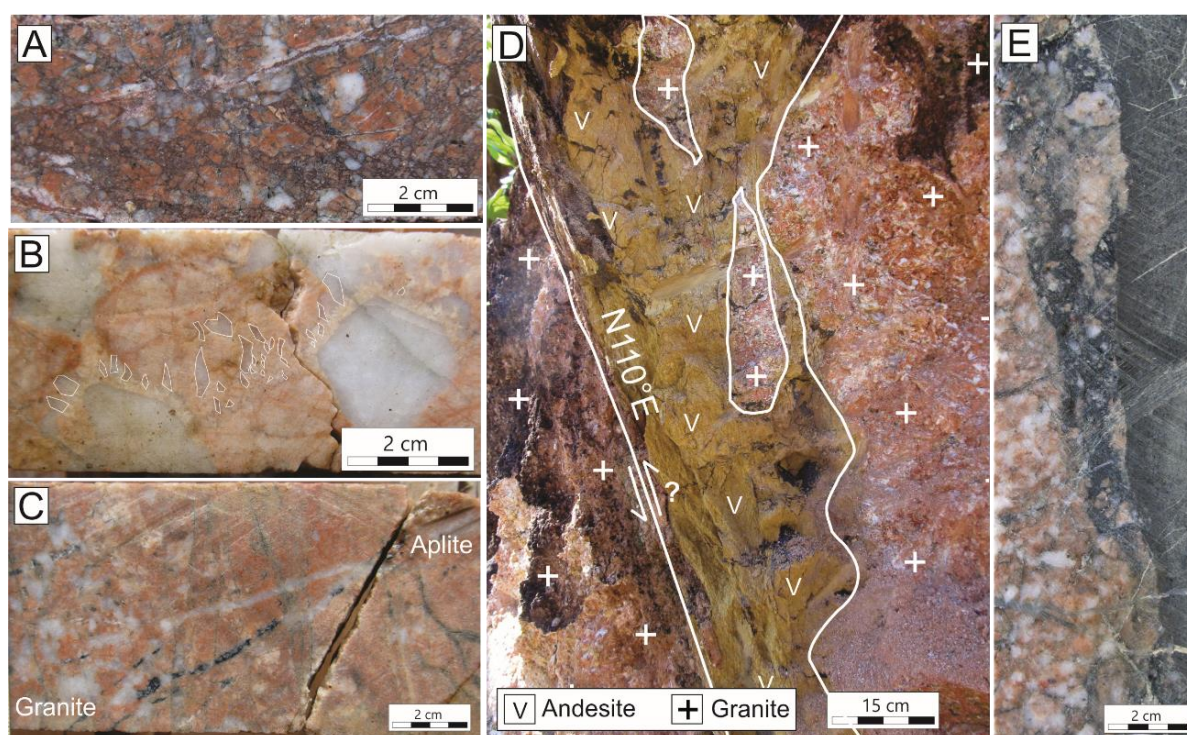


Fig. 5 - Samples and outcrop photographs showing: (A) fractured and brecciated granite along damage zone of strike-slip faults that limit the ore zone; (B) progressive transition from granite to aplite; (C) pegmatite showing euhedral to subhedral crystals of quartz and graphic intergrowths of quartz and potassic feldspar (discreetly highlighted in white); (D) xenoliths of granite within andesite intrusive body; (E) feature of magma mingling in a few centimeter-scale along contact between andesite and granite.

Andesite occurs as numerous NW-SE elongated-, fine- to medium-grained, dark-green dikes (Fig. 3). Most are massive and composed of plagioclase, hornblende, and biotite, with titanite, apatite, magnetite with rare zircon as accessory phases (sample G02-4G). A porphyritic fácies containing up to 10% of plagioclase phenocrysts is volumetrically less important. Contact between the two fácies is transitional. Locally, millimeter- to centimeter-scale rounded enclaves, replaced by chlorite and carbonate, are surrounded by plagioclase

phenocrysts that define a magmatic foliation (Fig. 6D). Sharp contacts with the host rocks are common and few centimeter-scale and angular xenoliths of granodiorite and TCZ granite highlight the late character of andesite dikes (Fig. 5D). However, magma mingling occurs and thus demonstrate that some andesite dikes and TCZ granite are coeval (Fig. 5E).

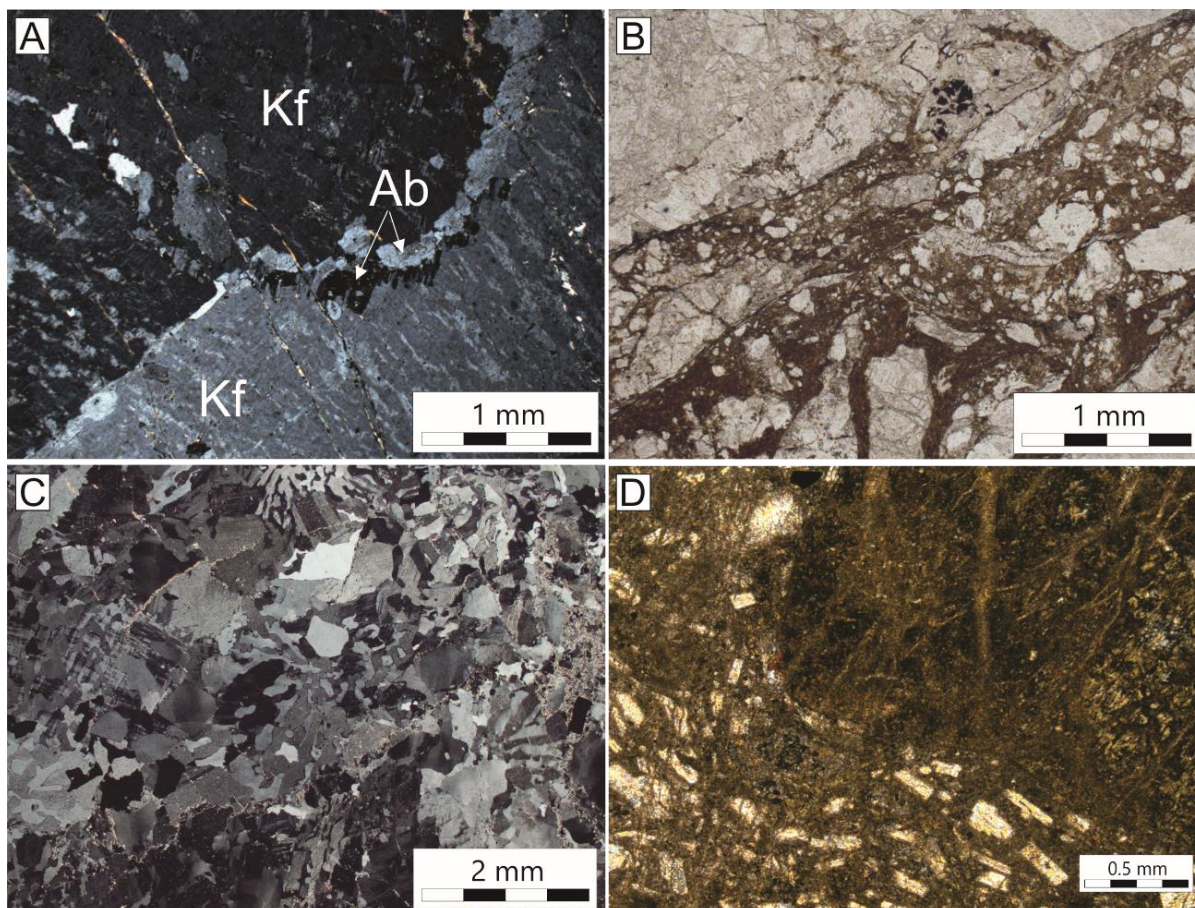


Fig. 6 - Photomicrographs showing: (A) Microperthitic orthoclase exhibiting swapped rim textures (indicated by the white arrows); (B) tectonic breccia constituted by TCZ granite fragments cemented by carbonate and iron oxide matrix; (C) Micrographic intergrowth of quartz and either K-feldspar and Na-rich feldspar within a granophyric aplite; (D) magmatic foliation defined by plagioclase phenocrysts, which surround a mafic enclave entirely replaced by chlorite and carbonate. (Ab - albite; Kf - K-feldspar).

Cutting granodiorite (i.e. outside of the corridor zone), an andesite dike exhibiting silicified portions forming an S-C-like fabric are interpreted as kinematics indicators of a sinistral sense of movement related to N100-130°E strike-slip faults (Fig. 7). We can discuss herein the fact that this criterion strongly suggests a syn-tectonic emplacement of the andesite dike.

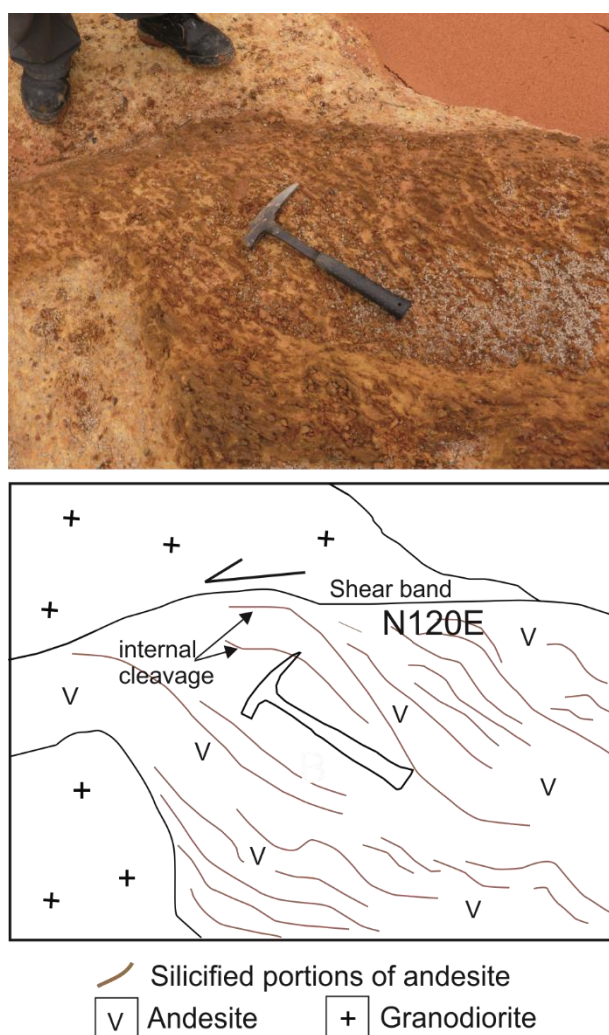


Fig. 7 - Deformed and silicified portions of andesite indicating sinistral movements related to N100-130°E strike-slip faults. The obliquity between the shear band and the internal cleavage indicates the sense of motion. Because internal cleavage is strongly widespread within the andesite dike, we suspect a syn-tectonic emplacement.

Dacite occurs as few pale-yellow dikes (Figs. 2, 3C and 3D) showing a transversal arrangement considering the elongation of rocks inside the corridor zone and which corresponds to the last intrusion in the TCZ area. Plagioclase pseudomorphised by small white micas, quartz, and rare K-feldspar are the rocky-forming minerals. Mafic or accessory minerals are absent (sample 114-TB13). Although this rock was previously described as a rhyolite (Juras et al., 2011; Santiago et al., 2013), considering the dominance of plagioclase replaced by fine muscovite and the minor content of K-feldspar in the rock composition, we suggest herein that this rock is a dacite.

Except for the andesite that clearly shows some criterion of deformation (Fig. 7), the other magmatic rocks of the study area do not show any witness of horizontal displacement related to strike-slip faults. Conversely, the TCZ granite has been affected by a brittle

deformation that developed breccias, fractures and veinlets filled or cemented by hydrothermal and ore minerals. Small white micas are ubiquitous either filling submillimeter-scale fractures or forming the matrix of some breccias, in which minor muscovite crystals are also present. Chlorite, quartz, calcite, minor albite, rutile, and leucoxene form the main infilling of the well-expressed quartz veins that cut all the previously formed structures, such as breccias. Indeed, we suggest that two deformational and hydrothermal events have affected the TCZ granite forming the mineralization of this latter. Pyrite is associated with the small white micas alteration within microfractures and breccias (i.e., the first event), whereas galena, chalcopryrite, pyrite, and sphalerite are associated with quartz and chlorite veins (i.e. the second one). Free gold can be observed infilling mineral fractures and/or voids within high-grade quartz-bearing veins and breccias, whereas in low-grade ore zone gold is probably within pyrite crystals.

5.4.2. Whole-rock chemistry

Three groups of samples (Table 1, Fig. 2) can be separated, based on silica contents: andesite (51-56% of silica), granodiorite and microgranodiorite (i.e. basement country rocks; 64-66% of silica), and the TCZ granite and dacite (72-78% of silica). Considering the Shand's index ($A/CNK = Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$) andesite and country rocks are classified as metaluminous ($0.6 < A/CNK < 1$), TCZ granite and aplite as slightly metaluminous to peraluminous ($0.9 < A/CNK < 1.2$), and dacite as peraluminous ($A/CNK = 2$). The majority of TCZ rocks (8 out of 11) plot in the high-K calc-alkaline field in the SiO_2 vs. K_2O diagram (Fig. 8A, Le Maitre et al., 1989). The massive andesite sample plots in the field of the shoshonite series, while aplite and dacite are outside of graphic coverage limit ($SiO_2 > 75\%$). In the Rb vs. Y + Nb diagram (Fig. 8B, Pearce et al., 1984, 1996), country rocks straddle the boundary between post-collisional (Post-COLG) and volcanic arc (VAG) granite fields, TCZ granite, aplite and andesites plot in the Post-COLG field, and dacite in the within plate granite field (WPG).

The chondrite-normalized REE plots (Sun and McDonough 1989) are characterized by a depletion in HREE relative to LREE (Figs. 9A-C); except for the dacite, that shows an inverse relation (Fig. 9D). The La_N/Yb_N ratio is ca. 17 for country rocks and andesite, 9-11 for TCZ granite and 0.07 for dacite. The Europium anomalies ($Eu/Eu^* = Eu_N/\sqrt{[(Sm)_N \times (Gd)_N]}$; Taylor and McLennan 1985) of country rocks and andesite are slightly negatives ($Eu/Eu^* \approx 0.77$) and deeper for TCZ granite ($Eu/Eu^* = 0.33 - 0.44$) and dacite ($Eu/Eu^* = 0.15$). Trace elements

normalized to primitive mantle values (Sun and McDonough 1989) show enrichment in LILE related to HFSE (Figs. 9E-G). The patterns are characterized by negative niobium, titanium and phosphorus anomalies, which are more pronounced in granites than in country rocks and andesite, and by negative strontium and barium anomaly identified only in granite samples (Figs. 9E-G). These negative barium and strontium anomalies may be attributed to fractionation of feldspar, the negative phosphorus anomaly to apatite fractionation, and negative titanium anomaly to Fe-Ti oxides fractionation. The dacite is depleted in LREE relative to HREE and displays pronounced negative barium anomaly and, uranium and niobium enrichment (Fig. 9H). The steep slope and negative niobium anomalies present in country rocks and andesite spidergrams suggest some crustal contribution during magma formation.

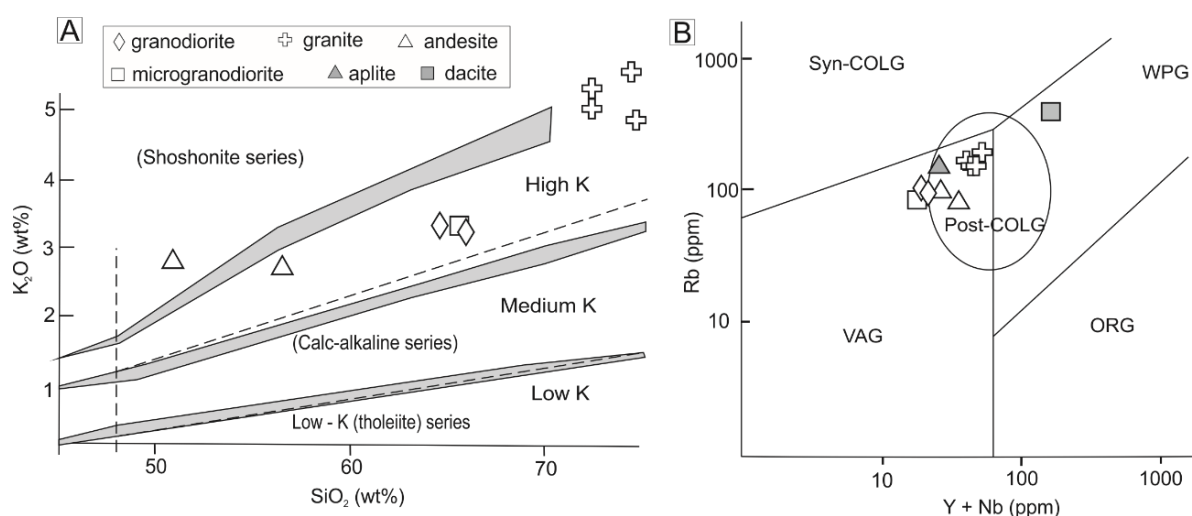


Fig. 8 - (A) SiO₂ versus K₂O (Le Maitre et al., 1989) plot and; (B) Y+Nb versus Rb diagram (Pearce et al., 1996) showing the high-K calc-alkaline affinity and the tectonic setting of the TCZ rocks.

The spidergrams of TCZ country rocks and andesite (Figs. 9E, F) are similar to those of the Vedrette de Ries post-collisional granites (Pearce et al., 1984), while TCZ granite (Fig. 9G) shows similarities with the Chilean arc granite (Pearce et al., 1984). The dacite spidergram (Fig. 9H) does not fit with any granites considered by Pearce et al. (1984).

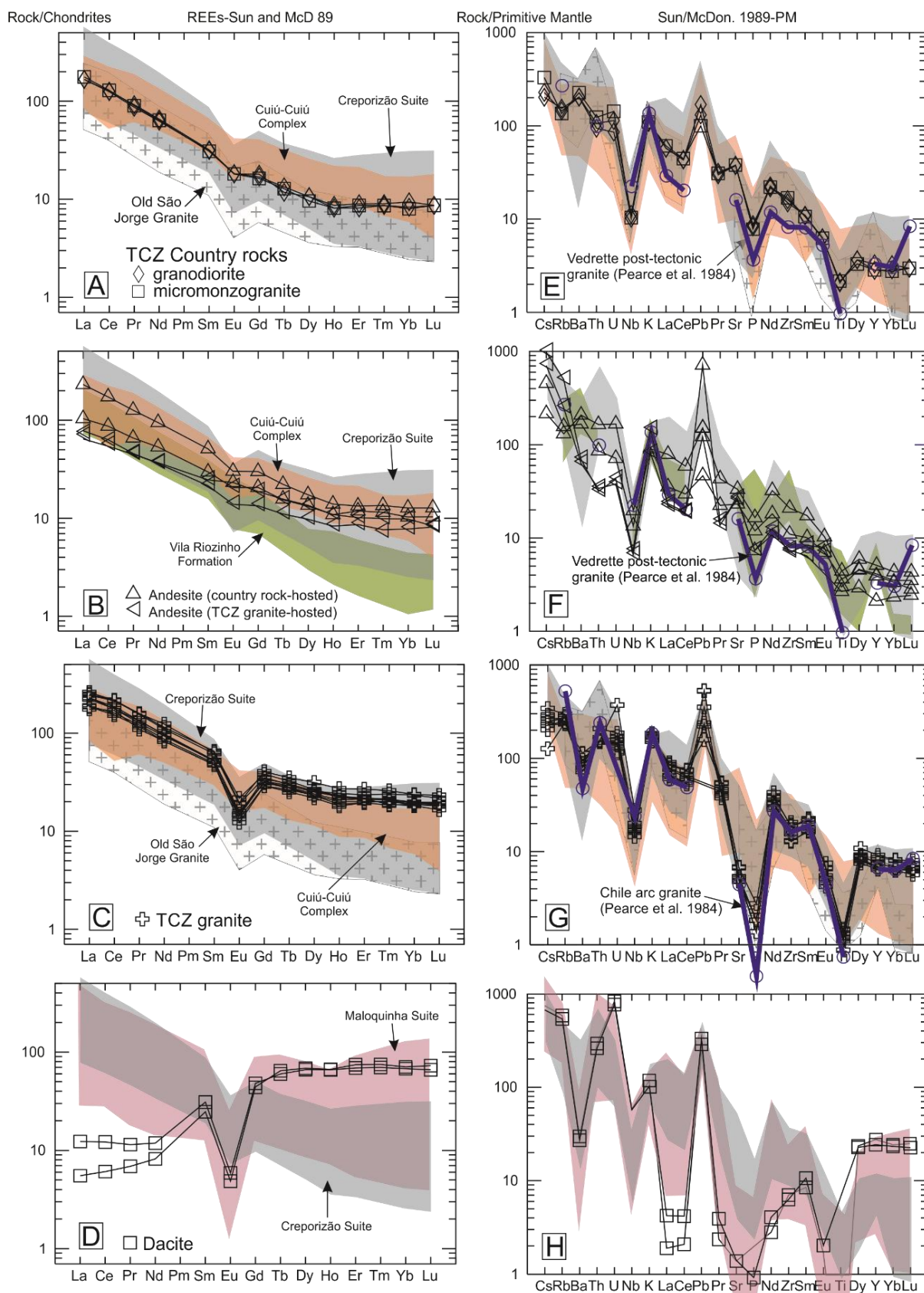


Fig. 9 - (A – D) chondrite-normalized REE patterns, (E – H) spidergrams of the TCZ rocks. The shaded areas represent the data compiled from the bibliography. The crosshatched zone represents the data of Old São Jorge Granite, orange area the data of Cuiú-Cuiú Complex, gray area the data of Creporizão Suite, green area the data of Vila Riozinho Formation, and purple area data of Maloquinha Suite. Data

compiled from Juliani et al. (2002) ; Lamarão et al. (2002) ; Vasquez et al. (2002) ; Santos et al. (2004), and Coutinho et al. (2008).

5.4.3. Amphibole chemistry

Five amphibole crystals from granodiorite country rock (sample 111-1G, n=3, Fig. 2) and andesite (sample G02-4G, n=2) were analyzed by ion microprobe technique (Table 2). Amphibole from both rocks are calcic and classified as Mg-hornblende (i.e. $Ca_B \geq 1.50$, $(Na+K)_A < 0.5$, $Mg/(Mg+Fe^{2+}) > 0.5$, $6.5 < Pfu < 7.0$; Leake et al. (1997). The pressures of crystallization calculated applying the Al in hornblende geobarometer (Schmidt, 1992) are $1.4-2.3 \pm 0.6$ kbar for the granodiorite and 0.5 ± 0.6 Kbar for the andesite, which imply depths of emplacement between 4 and 6 Km for the former and between 1 and 2 Km for the latter rock.

Table 2 - Composition of amphiboles from granodiorite and andesite

Rock/	Granodiorite (111-1G)				Andesite (G02-4G)		
	Samples	Average			Samples	Average	
SiO ₂	48.43	48.89	47.25	48.19	51.72	51.01	52.14
TiO ₂	1.21	1.09	1.16	1.15	0.47	0.54	0.43
Al ₂ O ₃	5.80	5.38	6.35	5.84	4.33	4.32	3.83
FeO	4.28	3.91	4.36	4.18	1.57	1.54	1.41
Fe ₂ O ₃	10.28	10.49	10.85	10.54	9.03	8.96	8.83
MnO	0.72	0.75	0.74	0.74	0.24	0.24	0.25
MgO	13.77	13.95	13.34	13.69	17.10	17.24	17.55
CaO	12.12	11.80	12.01	11.98	11.78	11.98	11.90
Na ₂ O	1.16	1.08	1.04	1.10	0.97	1.00	0.90
K ₂ O	0.61	0.53	0.65	0.59	0.29	0.35	0.29
Total	98.37	97.88	97.75	98.00	97.51	97.18	97.54
13 cations formula, tetrahedral site							
Si	7.10	7.17	6.99	7.09	7.39	7.33	7.43
Al ^{IV}	0.90	0.83	1.01	0.91	0.61	0.67	0.57
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M1, M2, M3 site							
Al ^{VI}	0.11	0.10	0.09	0.10	0.12	0.06	0.08
Ti	0.13	0.12	0.13	0.13	0.05	0.06	0.05
Fe ²⁺	1.39	1.26	1.31	1.32	0.70	0.71	0.66
Mn	0.09	0.09	0.09	0.09	0.03	0.03	0.03
Fe ³⁺	0.27	0.37	0.43	0.36	0.46	0.45	0.46
Mg	3.01	3.05	2.94	3.00	3.64	3.9	3.73
	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
M4 site							
Ca	1.91	1.85	1.90	1.89	1.80	1.84	1.82
Na	0.09	0.15	0.10	0.11	0.20	0.16	0.18
	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site							
Na	0.33	0.16	0.20	0.11	0.07	0.12	0.18
K	0.11	0.10	0.12	0.22	0.05	0.06	0.15
	0.44	0.26	0.32	2.00	0.13	0.19	2.00
(OH,F,Cl)	2.00	2.00	2.0	2.00	2.00	2.00	2.00

Mg/Mg+F ²	0.68	0.71	0.69	0.69	0.84	0.84	0.84
P ₍₁₎	1.8±0.6	1.4±0.6	2.3±0.6	1.8±0.6	0.5±0.6	0.5±0.6	0.47±0.6

(1) Schmidt, 1992; Analyzed elements, crystal applied, counting time and detection limits to perform ion microprobe analyzes were: Al= 20sec, TAP, 130ppm; Si= 20sec, TAP, 180ppm; Ti= 40sec, PET230ppm; Na= 20sec, TAP, 260ppm; Mg= 20sec, TAP, 190ppm; Mn= 20sec, LLIF, 290ppm; Fe= 30sec, LLIF, 250ppm; Ca=20sec, LPET, 240ppm; K= 20sec, LPET, 230ppm.

5.4.4. U-Pb Geochronology

Zircons from TCZ samples are euhedral, colorless, translucent, fractured, and contain abundant apatite and opaque inclusions. CL images of all zircons display concentric oscillatory zoning suggesting a magmatic origin (Fig. 10A-J). Some crystals from country rocks and andesite are brownish, especially along fractures and display rounded corners. CL images of these zircons show heterogeneous zones probably due to dissolution processes and irregular dark zones associated with metamictization processes (Fig. 10K-L).

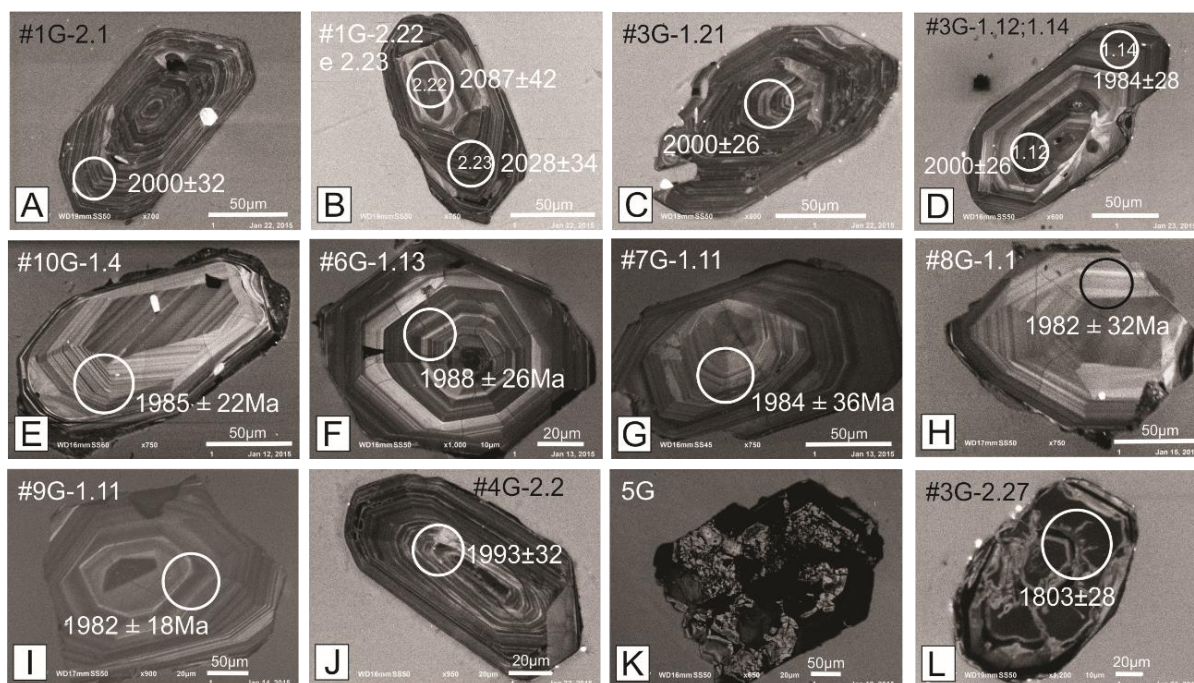


Fig. 10 - CL images of zircons from samples dated by SHRIMP and LA-ICP-MS techniques. Black and white ellipses represent approximately spot location.

Country rocks

Light-gray granodiorite 111-1G

SHRIMP analyses were performed on six grains (Fig. 11A). Analyzed zircons are concordant to slightly discordant with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from 1941 ± 38 Ma to 2006 ± 26 Ma (2σ). The scattering of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages is mainly due to analysis #1G-5.1, which is distinctly younger. This analysis is not significantly different from the other analyses in terms of Th and U contents or in terms of Th/U ratio (Complementary Table 2). Its youngest age may date the emplacement of the granodiorite, but this requires that the remaining five grains analyzed correspond to inherited or xenocrystic grains, which is at odd with their optical examination during which no core has been identified. Alternatively, it may reflect slight disturbances, which would move the point downward, but along the Concordia if disturbances occurred soon after crystallization of the granodiorite. The four remaining analyses define a Discordia line with an upper intercept of 1993 ± 19 Ma (MSWD = 2.1). The lower intercept, although significantly different from zero (638 ± 520 Ma), is not interpreted as geologically meaningful.

LA-ICP-MS analyzes were performed on euhedrally zoned grains (Fig. 10A; $n=10$) and on seven crystal displaying cores and rims (Fig. 10B). Reported on the Concordia diagram, analyses are scattered and display $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages spanning from 2000 ± 33 Ma to 2096 ± 41 Ma (2σ). A cumulative probability treatment of the data displays a simple distribution, with the main age peak at ca. 2000 Ma, but is skewed to the right due to older values that we relate to inheritance (Fig. 11B). This is in agreement with the observation of inherited cores overgrown by zoned rims (Fig. 10B). In the data set, most concordant grains yield ages in the range 2000-2030 Ma (14 out of 19, see Complementary Table 3) and they define a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2007 ± 8 Ma (MSWD = 0.2). Combined with other discordant analyses (red ellipses in Fig. 11B), this batch of analyses define a Discordia line intersecting Concordia at 2007 ± 8 Ma and 7 ± 260 Ma (MSWD = 0.2). The identical upper intercept and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean ages are regarded as the best estimate for emplacement and crystallization of the granodioritic magma. This age is within the error of the SHRIMP age (1993 ± 19 Ma).

Red granodiorite 111-3G

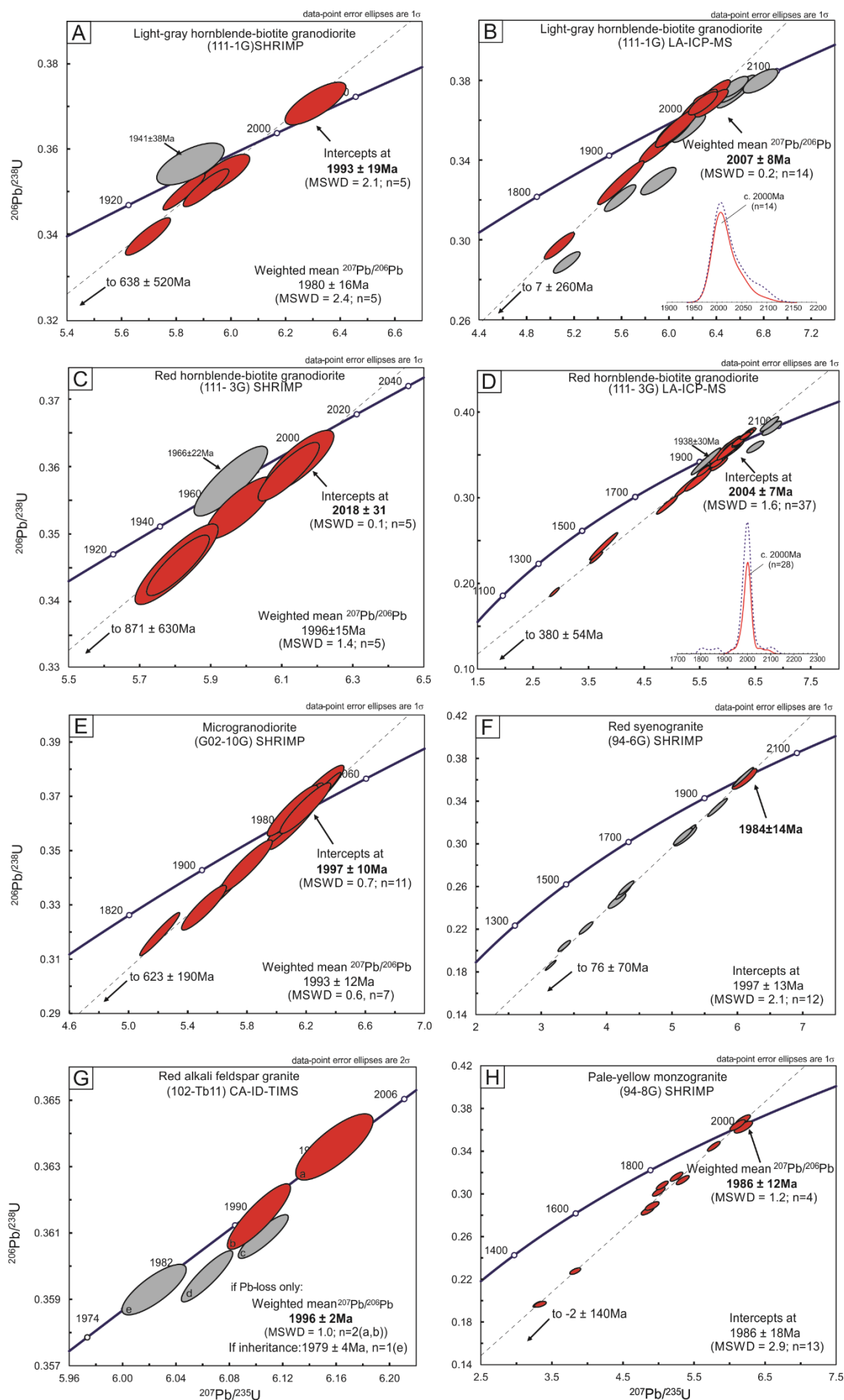
Six analyses were performed on six grains using the SHRIMP technique (Fig. 11C). In the Concordia diagram, the location of the data points is rather similar to that observed for sample 111-1G, with all analyses plotting in concordant to sub-concordant position with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from 1966 ± 22 to 2008 ± 22 Ma (2σ). The youngest age (1966 ± 22 Ma) is within errors of the youngest grain analyzed in sample 1G (1941 ± 38 Ma) and, similarly can be attributed to post-crystallization disturbances of the U-Pb systems in this grain, for example during emplacement of younger intrusive and/or during hydrothermal alteration. The

remaining five analyses define a Discordia line intersecting Concordia at 2018 ± 31 Ma (MSWD = 0.1)

LA-ICP-MS analyses were conducted on euhedral zoned grains without visible cores (Fig. 10C; 24 spots on distinct zircon grains), and on zircon grains displaying core-rim relationships (Fig. 10D; 16 spots on eight zircon cores and rims). Among these analyses 28 out of 40 revealed to be concordant (Fig. 11D). Similarly, to sample 111-1G, the probability distribution of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for concordant analyses displays a peak at ca. 2000 Ma and is skewed to older values due to inheritance, up to ca. 2090 Ma (Fig. 11D). One analysis is significantly younger and plots concordantly at 1938 ± 30 Ma (2σ). The remaining analyses ($n = 25$) define a single aged population with a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 1999 ± 5 Ma (MSWD = 0.8). Combined with other discordant analyses, this batch of data points provides a Discordia line with an upper intercept of 2004 ± 7 Ma (MSWD = 1.6, $n = 36$). Both ages are identical within errors, but since the lower intercept of the Discordia is significantly different from zero (380 ± 54 Ma), the upper intercept age of 2004 ± 7 Ma is taken as the best estimate for the emplacement and crystallization of the granodioritic magma. This age is within the error of the SHRIMP value for this sample and is also consistent with the LA-ICP-MS and SHRIMP ages of the light gray granodiorite. The significantly younger analysis (1938 ± 30 Ma) is puzzling and is tentatively related to the effects of either hydrothermal alteration or to the intrusion of younger magmatic bodies in the country rocks.

Microgranodiorite G02-10G

Eleven analyses were performed on distinct grains using the SHRIMP technique (Fig. 11E). The grains are euhedral with oscillatory zoning concurring with growth in a magma (Fig. 10E). Some grains display a very thin, high U rim, which is however too thin to be dated. Analyses were performed in the central part of the grains and seven crystals were found to be concordant with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from 1932 ± 16 to 2005 ± 20 Ma (2σ). These analyses provide a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 1993 ± 12 Ma (MSWD = 0.6, $n=7$). Combined with other discordant analyses, this batch of data points provides a Discordia line with an upper intercept of 1997 ± 10 Ma (MSWD = 0.7, $n=11$). Since the lower intercept is significantly different from zero (623 ± 190 Ma), the upper intercept age is taken as the best estimate for the crystallization of micromonzogranitic magma.



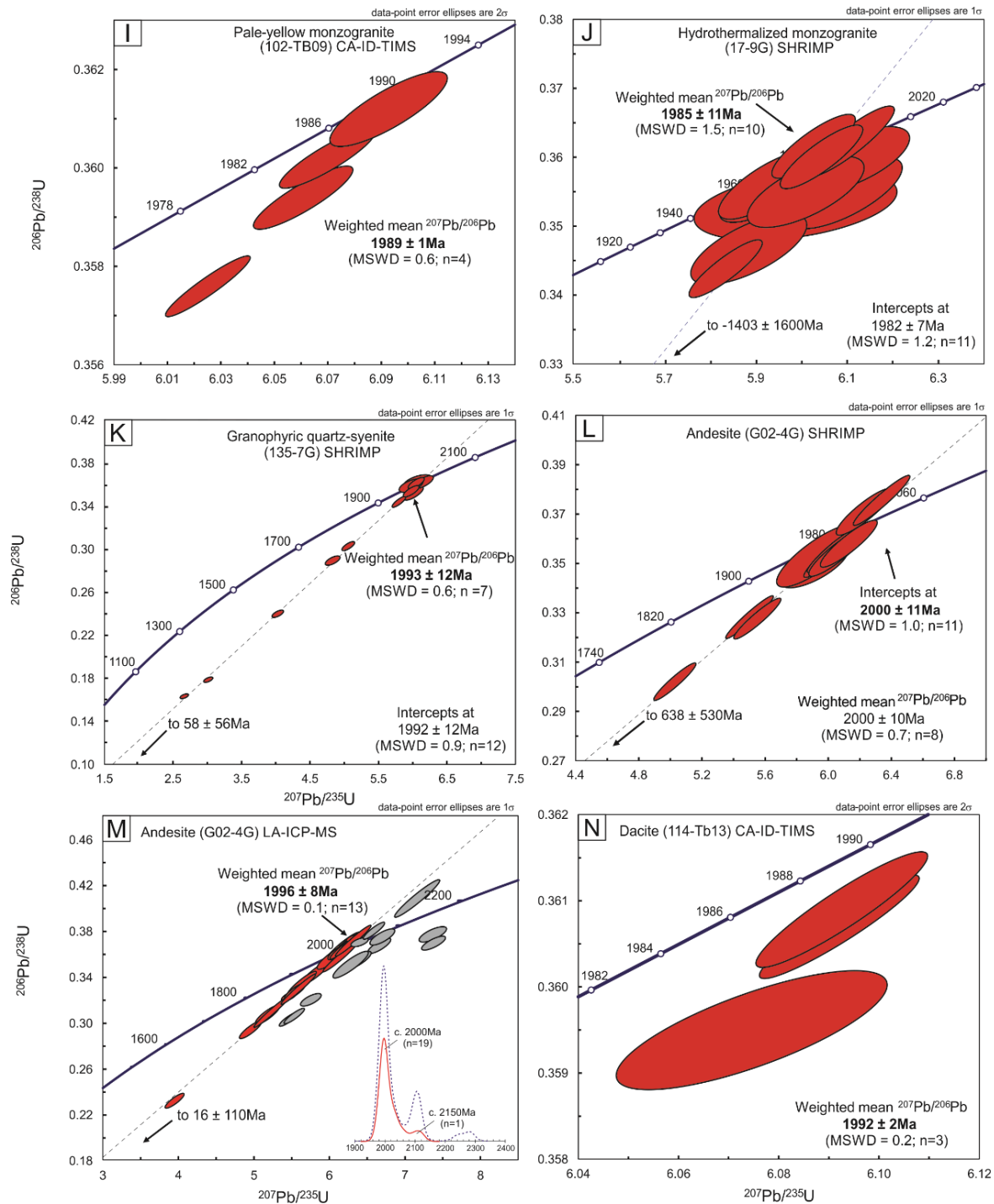


Fig. 11 - Concordia diagrams for U-Pb data of the TCZ rocks. Error ellipses are 1σ for SHRIMP and LA-ICP-MS, and 2σ for CA-TIMS analyses. Gray ellipses correspond to zircons discarded in the age calculation. *Country rocks*: (A) SHRIMP and (B) LA-ICP-MS analyses of light-gray hornblende-biotite granodiorite; (C) SHRIMP and (D) LA-ICP-MS analyses of red hornblende-biotite granodiorite; (E) SHRIMP analyses of microgranodiorite. *TCZ granite*: (F) SHRIMP and (G) CA-ID-TIMS analyses of red syenogranite; (H) SHRIMP and (I) CA-ID-TIMS data of pale-yellow monzogranite; (J) SHRIMP analyses of hydrothermalized monzogranite; (K) SHRIMP analyses of granophytic quartz-syenite; (L) SHRIMP and (M) LA-ICP-MS analyses of *andesite*; (N) CA-ID-TIMS analyses of *dacite*. In the density probability plots (B, D, M), the dashed line combines all analyses, whereas the heavy line represents only concordant analyses.

Tocantinzinho granite

For the syenogranite (94-6G), twelve analyses were performed on distinct grains using the SHRIMP technique (Fig. 11F). Only two analyzed crystals were found to be concordant and yielded $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 1984 ± 14 Ma to 1999 ± 36 Ma (2σ) respectively. Combined with other discordant analyses, these two points provide a Discordia line with an upper intercept of 1997 ± 13 Ma (MSWD = 2.1, $n = 12$). Although the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of the two concordant analyses overlap at the 2σ level, it is possible that the oldest analysis contains a component of inherited Pb, in which case the upper intercept is a mean age. Thus, the single concordant analysis (#6G-5.1) with an age of 1984 ± 14 Ma is considered as representative of the crystallization of the alkali-feldspar granite.

Five analyses of the same facies (102-TB11) were performed on five crystals using CA-ID-TIMS technique (Fig. 11G). All analyses plot in concordant position with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from 1979 ± 4 to 1998 ± 4 Ma (2σ). The spread of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages does not overlap at the 2σ level suggesting that more than one age component is present in the analyzed grains. In addition, the scattering of the data points in the Concordia diagram does not allow performing an age calculation when considering all analyses. If ancient Pb loss is considered as the main factor responsible for the observed scattering, the best estimate for crystallization of the granitic magma is given by the two oldest crystals, which provide an age of 1996 ± 2 Ma (MSWD = 1.0). However, an alternative possibility is to consider that all analyses are biased by a slight component of inherited Pb, in which case the youngest analysis (1979 ± 4 Ma) provides our best estimate for crystallization of the Tocantinzinho granite. This age is within errors of the SHRIMP age on the same facies (1984 ± 14 Ma).

For the pale-yellow monzogranite (94-8G), thirteen SHRIMP analyses were performed in thirteen grains (Fig. 11H) with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from 1942 ± 24 to 2014 ± 36 Ma (2σ). All analyses provide a Discordia line with an upper intercept of 1986 ± 18 Ma (MSWD = 2.9, $n = 13$) and a lower intercept which is zero within errors (-2 ± 140 Ma). Among these analyses only 4 out of 13 revealed to be concordant and define a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 1986 ± 12 Ma (MSWD = 1.2).

CA-ID-TIMS analyses were performed on four distinct crystals (102-TB09; Fig. 11I) extracted from another sample of the same facies. These analyses plot in concordant to sub-concordant position with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages tightly ranging from 1989 ± 2 to 1991 ± 3 Ma (2σ). The data provide a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 1989 ± 1 Ma (MSWD = 0.6), which is considered as the best estimate for crystallization of the monzogranitic magma.

For the hydrothermalized monzogranite (17-9G), eleven SHRIMP analyses were performed on distinct grains (Fig. 11J). All analyses plotting in concordant to sub-concordant position with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from 1967 ± 28 to 2024 ± 34 Ma (2σ). They define a Discordia line intersecting Concordia at 1982 ± 7 Ma (MSWD = 1.2). The lower intercept (-1403 ± 1600 Ma) is not interpreted as geologically meaningful. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean of 1985 ± 11 Ma (MSWD = 1.5, $n=10$) is thus taken as our best estimate for the crystallization of this rocks.

For the granophyric quartz-syenite (135-7G), twelve analyses were performed on twelve grains using the SHRIMP technique (Fig. 11K). The analyzed grains yield $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from 1932 ± 44 to 2015 ± 36 Ma (2σ). The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages do not overlap completely at the 2σ level, which indicates that the observed spread is related to heterogeneities in the zircon population, likely including inheritance. This batch of data gives a Discordia line with an upper intercept of 1992 ± 12 Ma (MSWD = 0.9, $n=12$). Since the lower intercept tends to zero within errors (58 ± 56 Ma), the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 1993 ± 12 Ma (MSWD = 0.6, $n=7$) is considered the best estimation of the quartz-syenite magma crystallization.

For the monzogranitic aplite (94-5G), zircons are dark, metamict (Fig. 11K) and their high uranium contents up to 3000 ppm precluded the U-Pb analyses.

Andesite and dacite

Eleven analyses were performed on distinct grains using the SHRIMP technique (Fig. 11L). Analyzed zircons are concordant to slightly discordant (8 out of 11) with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from 1978 ± 18 Ma to 2017 ± 30 Ma (2σ). All analyses define a Discordia line intersecting Concordia at 2000 ± 11 Ma (MSWD = 1.0). The lower intercept, although significantly different from zero (638 ± 520 Ma), is not interpreted as geologically meaningful.

For LA-ICP-MS analyses, 34 spots on 30 distinct crystals were analyzed (Fig. 11M). Among these, only nineteen were found to be concordant and yielded $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from 1989 ± 32 Ma to 2117 ± 32 Ma (2σ). The probability density plot displays the main peak at ca. 2000 Ma where thirteen analyses are tightly grouped between 1989 ± 32 and 2002 ± 20 Ma, and a second minor peak at ca. 2150 Ma which is related to inheritance. These thirteen points define a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean of 1996 ± 8 Ma (MSWD = 0.1) and can be combined with other discordant analyses (Fig. 11M) and define a Discordia line intersecting Concordia at 1998 ± 7 Ma (MSWD = 0.4). Given the lower intercept is zero within errors (16 ± 110 Ma), the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 1996 ± 8 Ma is considered as the best estimation for

emplacement of the andesitic magma. This age is identical to the SHRIMP age of 1998 ± 11 Ma. Other analyses with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages older than 2022 ± 21 Ma are related to basement rocks assimilated during the ascent of the magma.

Three crystals from the dacite sample TB-13 (Fig. 11N) were dated by CA-ID-TIMS technique. All spots are concordant and define a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 1992 ± 2 Ma (MSWD = 0.2).

5.4.5. In situ trace elements of zircons

Zircon crystals were chemically analyzed in order to distinguish igneous and hydrothermal origins, as well as to estimate their crystallization temperatures applied in cooling curves discussed forward. Most chondrite-normalized REE plots (McDonough and Sun, 1995) of zircons from TCZ rocks (Fig. 12) show a typical magmatic pattern, with positive cerium anomalies and steeply rising slopes from LREE to HREE ($\text{Gd}/\text{Yb}_\text{N} = 0.02 - 0.08$). Radiation-damaged crystals (i.e., metamict crystals) from country rocks and andesite (Figs. 10 and 12A, B) are enriched in LREE related to HREE, which makes less evident the presence of the cerium anomaly and attenuates the slope of the curves ($\text{Gd}/\text{Yb}_\text{N} = 0.02 - 0.48$). In these crystals, La_N ranges from 11 to 225 and the strontium content is higher (0.02 to 7.63 ppm) than in the radiation-undamaged zircons, in which La_N and strontium content are lower than 6 and 2.60 ppm, respectively. Among the TCZ granite samples (Fig. 12C), only two zircons from the syenogranite (94-6G) exhibit a chondrite-normalized pattern suggesting metamictization.

The titanium content from zircons was used to estimate its crystallization temperature applying the Watson et al. (2006) equation. Since the rutile is an absent mineral phase in the magmatic assemblage from the TCZ rocks, the value of a_{TiO_2} was corrected according to Clairbone et al. (2006), who indicate $a_{\text{TiO}_2} = 0.7$ under titanite or titanomagnetite saturation. In order to evaluate interferences related to metamictization on zircon, which is often observed in the TCZ zircons, calcium and iron were monitored during the analysis. All data showing unusual values were discarded (Supplementary table 5). The crystallization average temperature estimated for the TCZ zircons are *ca.* 778°C for light-gray granodiorite (111-1G), *ca.* 737°C for reddish granodiorite (111-3G), *ca.* 712°C for microgranodiorite (G02-10G), *ca.* 746°C for andesite (G02-4G) and *ca.* 812°C for the TCZ granite, which vary from 797° to 843°C for the distinct fácies.

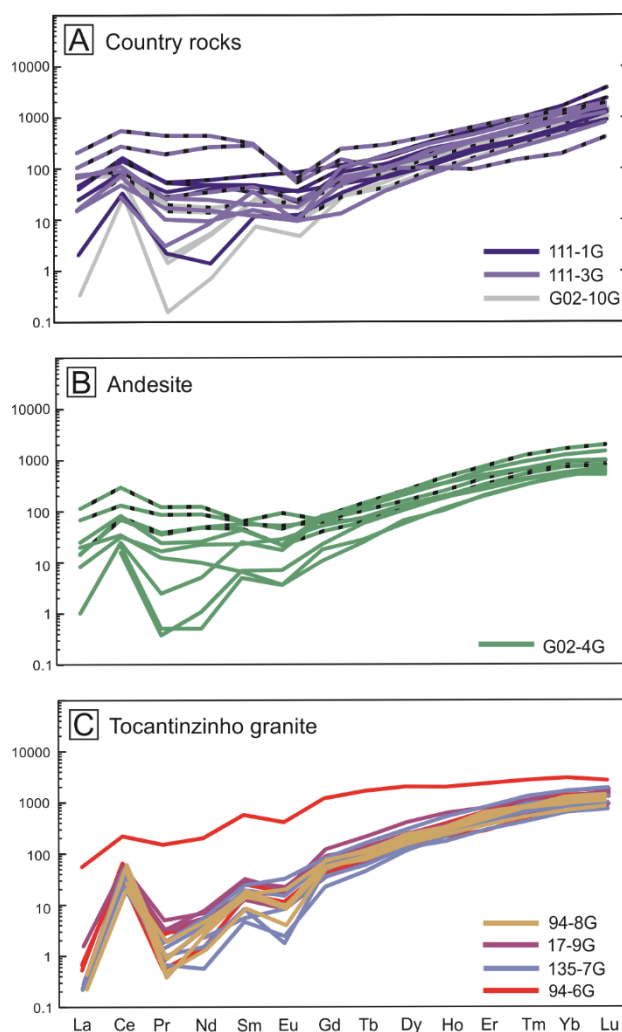


Fig. 12 - Chondrite-normalized REE plots (McDonough and Sun, 1995) of zircons from TCZ rocks. Crosshatched lines represent metamict zircon crystals identified on CL images.

5.4.6. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating

Single crystals of amphibole and biotite from light-gray granodiorite (111-1G) show relatively flat age spectra for a large amount of ^{39}Ar released, with ages of 1967 ± 14 Ma for 88% of argon released and of 1946 ± 6 Ma for 94% of argon released, respectively (Figs. 11A and B; Tabela 16). For amphibole, low apparent ages close to 1500 Ma are observed at the beginning of degassing that are correlated with higher K/Ca ratios. This suggests that mineral inclusions such as tiny micas partially contribute to the argon released at low temperature. The presence of inclusions is also attested by the concave shape of the spectrum at about 60-70% of the gas released. For its plateau-like portion, the age spectrum of biotite shows minor variations around 10Ma between the minimum and maximum apparent ages (1939 ± 4 to 1951 ± 4 Ma) of the different heating steps. A weak argon resetting is evidenced by the first heating

steps, probably in relation to a minor development of chlorite alteration as observed in thin section. These ages are considered to record the cooling of biotite and amphibole through their respective closure temperatures for argon, i.e. at about 320 and 550°C (Harrison et al., 1985; Dahl, 1996).

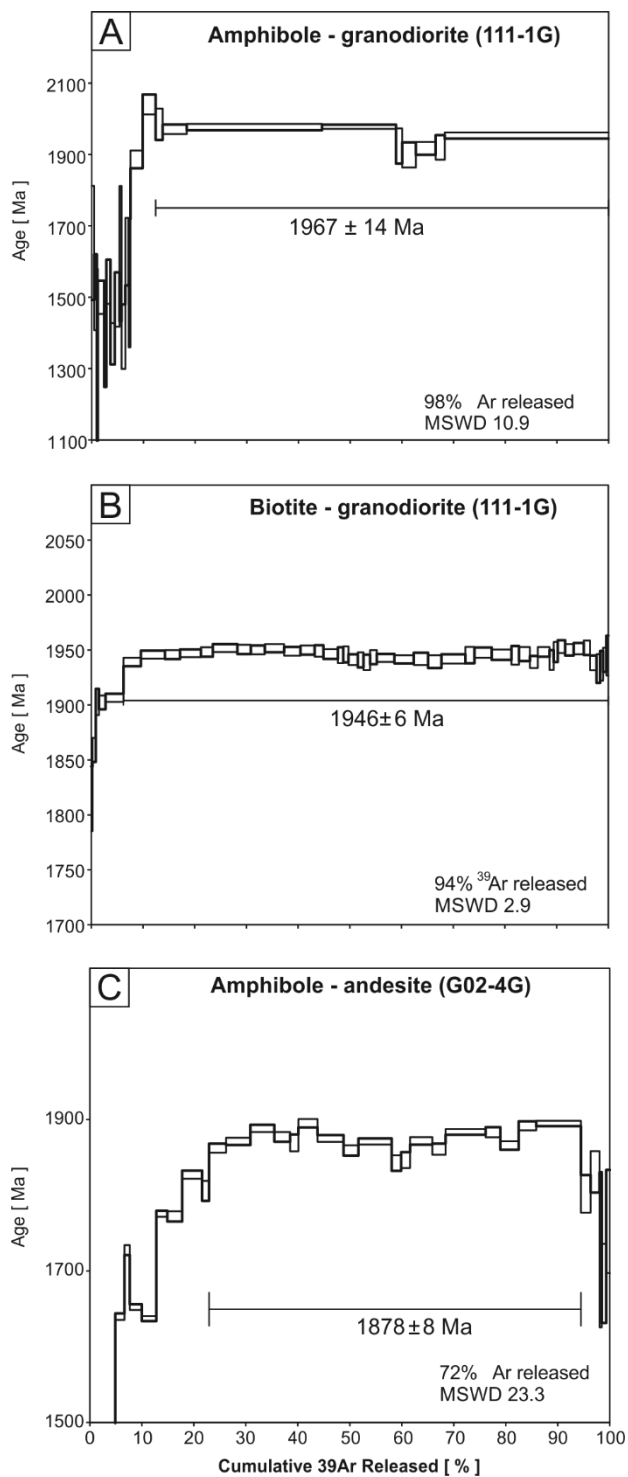


Fig. 13 - Age spectra plots of amphibole (A) and biotite (B) for the granodiorite country rock; (C) amphibole from andesite.

The age spectrum of a single amphibole crystal from the andesite (G02-4G) give an age of 1878 ± 8 Ma for 72% of ^{39}Ar released (Fig. 13C; Tabela 16). Low apparent ages observed in the first heating steps are correlated with higher K/Ca values and indicate a partial opening of the system at around 700 Ma and the coeval trapping of some mica inclusions. The absence of a plateau-like portion, the variations of the different heating steps (1843 ± 10 to 1895 ± 5 Ma) and the high MSWD value (23) indicate that this age is not geologically meaningful.

5.5. Discussion

5.5.1. Crystallization history and depth of emplacement of the TCZ rocks

Petrographic textures, mineral intergrowths, and rock associations indicate distinct crystallization histories and depth of emplacement for the TCZ rocks. The fine to medium size of crystals in country rocks reflect a moderate to rapid mineral crystallization, controlled by nucleation instead of mineral growth (Vernon 2004), corroborated by oscillatory zoning in plagioclase and the absence of perthite. Based on the presence of plagioclase mechanical twins, it is possible to infer that these rocks were affected by some deformation, between 400-500°C (Passchier and Trouw 2005), which was restrict, due to the absence of important plastic or brittle features. Since the country rocks are outside of the “tectonic corridor” formed between the strike-slip faults, it is expected to observe a more discrete deformation than inside the fault zone.

The TCZ granite exhibits features of solid-state transformations, such as patchy tartan twinning and lenticular microperthite exsolution indicating slow cooling rates through about 500K (Vernon 2004). According to Fitz Gerald and McLaren (1982) and Vernon (2004), visible microcline twinning (i.e. transformation of orthoclase from higher to low symmetry) is characteristic of K-feldspar deformed in the solid state. The grain size dominated by coarse-minerals corroborates such cooling rate. The presence of swapped rims texture implies a fluid assisted grain boundary migration According to Smith and Brown (1988), this texture is formed in open-systems and the fluids involved are mainly produced during magma differentiation rather by the influx of hydrothermal fluids. Grain boundary interactions along with kink-bands in plagioclase and flame-shaped perthite also indicate the occurrence of solid-state deformation. Based on feldspar deformation this event may have occurred under temperatures bracketed between 400-500°C (Passchier and Trouw 2005).

The presence of pegmatite-aplite association (Fig. 3) within granite is caused by undercooling (ΔT , i.e. defined as the difference between the temperature at which the melt saturates with respect a mineral, and the temperature at which the mineral actually nucleates and grows; Candela 1997), during final stages of granite crystallization. This rock association along with graphic intergrowths in granite, aplite, and pegmatite attests for their crystallization at shallow-depths. According to Candela (1997), such variety of texture in granitic rocks is expected where undercooling varies significantly at shallow depth. Because they exhibit the same mineral assemblage and transitional contacts (Fig. 5B), we suggest they are cogenetic and the result of a crystallization under fluid-rich conditions (London, 2014). The emplacement depth of 6-9 km estimated by Santiago et al. (2013) for the TCZ granite on the ground of hornblende geobarometer is unlikely given these textures, intergrowths and rock associations, which are characteristic of shallow-depth emplacement.

The emplacement of andesite occurred as multiphase intrusions, which were coeval to late related to granite crystallization. Chronology is based on magma mingling features of granitic and andesitic magmas (Fig. 5E), and the presence of granite and granodiorite xenoliths at the contacts (Fig. 5D). The emplacement depth of 1-2 Km estimated for andesite is in agreement with its fine-to medium-grain size, as well as with the depth of emplacement estimated for the TCZ granite, its major host rock.

The NW-SE elongated geometry of the TCZ granite and andesite (Fig. 2) and the fact they are spatially constrained by the N100-130°E trending strike-slip faults indicate that emplacement of both was influenced by the faults. As no magmatic foliation or sub-magmatic deformation were recognized in the TCZ granite, we suggest a passive emplacement along a transtensional corridor. However, the sinistral movement related to strike-slip faults can be observed in some andesite dikes (Fig. 7). This implies a syntectonic emplacement of at least part of the andesites.

5.5.2. Geochronological constraints on the evolution of the TCZ rocks

Geochronological data allow constraining the emplacement of the TCZ rocks, which started with granodiorite intrusion (2007 ± 8 Ma; 2004 ± 7) and was followed by TCZ granite, microgranodiorite, and andesite emplacements, between 1997 and 1989 Ma (Fig. 14). The emplacement of the TCZ granite started with the syenogranite intrusion (1996 ± 2 Ma) and was followed by monzogranitic magma intrusion (1989 ± 1 Ma) in its core zone (Figs. 3A-C). This interval, between 1996 and 1989 Ma, based on accurate CA-ID-TIMS data, is within errors of the SHRIMP ages and is regarded as representative of the emplacement interval of all *fácies*

of the TCZ granite. It is in accordance with previous ages of 1999 ± 16 Ma and 1982 ± 8 Ma, determined by Villas et al. (2013) for the TCZ granite.

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of amphibole (1967 ± 14 Ma) and biotite (1946 ± 6 Ma) from the granodiorite did not provide well-defined plateau ages, however they are relevant, suggesting that no important regional thermal events higher than 300°C have affected the TCZ rocks since the closure for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic system in the biotite at 1946 Ma. As the emplacement ages of the country rocks and TCZ granite are close in time, these $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages probably represent the cooling of the set of rocks that forms the TCZ magmatic system, through closure temperatures of amphibole and biotite minerals, i.e. ca. 550°C and ca. 320°C , respectively (Harrison et al., 1985; Dahl, 1996) .

The SHRIMP (2000 ± 11 Ma) and LA-ICP-MS (1996 ± 8 Ma) U-Pb zircon ages for the andesite are puzzling, because they suppose an older age for andesite whereas field relationships shown that andesite dikes are intrusive in the TCZ granite (Figs. 3 and 5D). In situ trace elements analyses were carried out in order to evaluate the hypothesis of hydrothermal origin of TCZ granite zircons, which could explain the oldest age of andesite and dacite related to granite. However, the magmatic origin indicated by chondrite-normalized REE of TCZ granite zircons refuted this hypothesis.

Considering the fact of the dated andesite was sampled within granodiorite (2007 Ma), the age of 1996 ± 8 Ma do not impose any contradictory relationship, however other andesite dikes are cut by dacite, which is dated at 1992 ± 2 Ma, as well as both subvolcanic rocks are intrusive in the monzogranite dated at 1989 ± 1 Ma. The most likely hypothesis is to consider that the analyzed zircon grains are xenocrysts snatched from basement country rocks including the TCZ rocks.

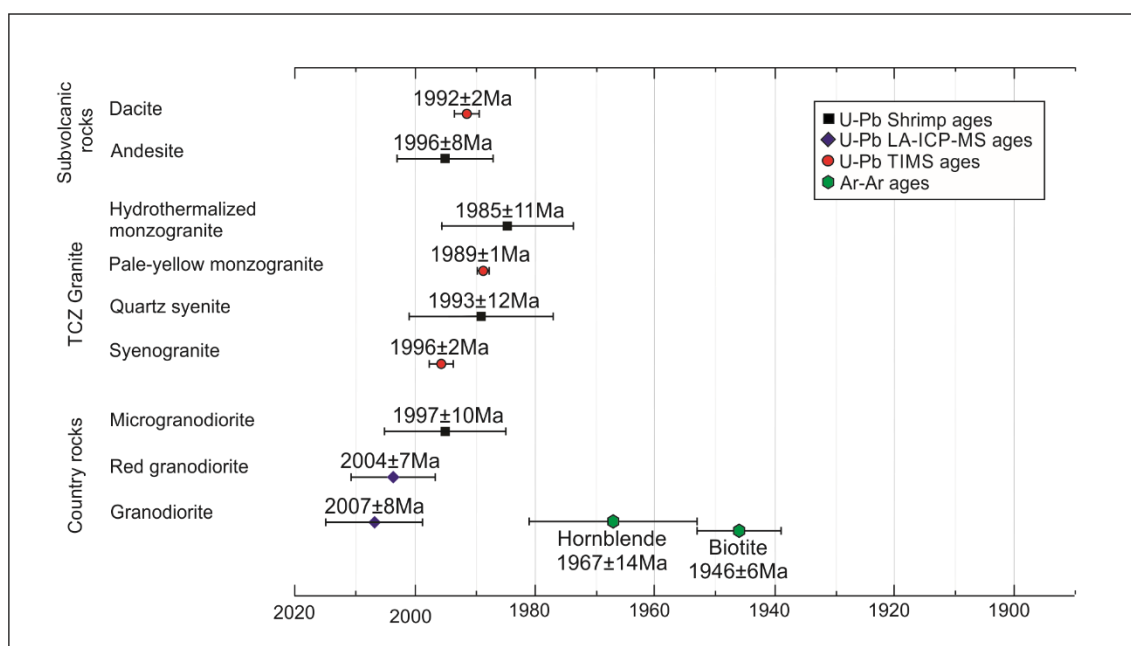


Fig. 14 - Zircon U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages obtained for TCZ rocks. Magmatic biotite and hornblende from surrounding granodiorite were dated by Ar-Ar technique.

5.5.3. Whole-rock chemistry and geotectonic implications

The TCZ country rocks show the same geochemical behavior, regarding major, trace and REE elements indicating they are cogenetic, which is corroborated by the same mineral assemblage, style of igneous mineral alteration, and zircon saturation temperatures. The distinct facies that compose the TCZ granite also are cogenetic, when compared to each other. Comparing the TCZ granite with the country rocks, the later rocks have lower contents of SiO_2 , K_2O , Zr, ΣREE , no important europium anomaly and a less fractionated REE pattern (La_N/Yb_N ca. 17) suggesting they are not cogenetic, and probably were generated from different magma sources. Both rocks show steep slopes and negative niobium anomalies suggesting some crustal contribution during magma formation. The higher zircon saturation temperatures for the TCZ granite, between 800-850°C (Supplementary table 5), imply in a granitic magma hotter than the granodioritic one, whose zircon crystallization temperatures are between 700-750°C, thus confirming the hypothesis of different magma sources for both sets of rocks.

The TCZ rocks are I-type (Chappell and White 1974; 2001), have a high-K calc-alkaline affinity and its spidergrams are characterized by a niobium depletion. Such characteristics, according to Robert and Clemens (1993), are typical of rocks generated in Andean-type continental arcs or post-collisional settings. Liegeois et al. (1998) and Bonin et al. (1998) defend the geotectonic conditions in post-collisional settings are more favorable for giving rise to voluminous high-K calc-alkaline magmatism.

The geochemical data of TCZ rocks are ambiguous and do not allow to establish undoubtedly the geotectonic setting related to their formation. Trace elements data of country rocks plot at the boundary between VAG and Post-COLG granite setting (Fig. 8B) and spidergrams resemble that of the Vedrette de Ries post-collisional granite (Pearce et al., 1984). Andesite dikes exhibit a geochemical signature similar to country rocks, whose spidergrams also resemble the patterns of the Vedrette de Ries granite. However, it plots within the Post-COLG granite field. Finally, the TCZ granite plotted in the Post-COLG granite field and its spidergrams are best fitted with Chilean arc granite, which is a subduction-related granite type, according to Pearce et al. (1984). However, considering the absence of metamorphic rocks and thrust faults in the TCZ region and the spatial and genetic relationship between strike-slip faults and part of the TCZ rocks, a post-collisional setting is more likely to characterize the TCZ magmatism setting, than a subduction-related one. The fact that ages from the TCZ rocks post-date the metamorphism of the Cuiú-Cuiú collisional rocks (2030-2005 Ma) and the shallow emplacement the TCZ rocks concur with this interpretation.

Comparing the geochemical data of country rocks and TCZ granite to the coeval Old São Jorge Granite (OSJG), which lack the characteristic deformation of the Creporizão Suite rocks like the TCZ rocks, similar concentrations, steepness, and anomalies are observed in spidergrams and REE patterns (Fig. 9). It shows that all these rocks are geochemically similar, suggesting that they could be related to the same geotectonic setting. The same is true when the TCZ andesites are compared to the volcanic rocks from Vila Riozinho Formation (Lamarão et al., 2002). Lamarão et al. (2002) considered the OSJG and related volcanic rocks as generated in a subduction-related setting. On the contrary, Vasquez et al. (2002), combining geochemical and structural constraints, argue that a post-collisional magmatism is more likely for these Suite rocks.

The categorization of the TCZ rocks according to regional geological units suggests they are best classified as belonging to the Creporizão Suite. Although the uncertainty of the ages from the TCZ country rocks (2009 ± 7 Ma to 1997 ± 10 Ma) range from the upper time limit of the Cuiú-Cuiú Complex (2005 Ma after Santos et al., 2000, 2001) to the lower time limit of Creporizão Suites (1997 Ma after Vasquez et al., 2002), as observed in Fig. 15; the metaluminous to peraluminous nature and high-K calc-alkaline affinities of them are rather similar to the affinities of the Creporizão Suite rocks (Klein and Vasquez 2000, Lamarão et al., 2005; Coutinho et al., 2008), than to the peralkaline rocks from the Cuiú-Cuiú Complex (Coutinho et al., 2008). Trace and rare earth element patterns compiled from bibliography do not allow to add constraints to this issue, since the data from the TCZ rocks are within the coverage area of the data from the Cuiú-Cuiú Complex and Creporizão Suite (Figs. 9A, C, E, and G). However, since the characteristics typical of a collisional setting observed on rocks

from the Cuiú-Cuiú Complex (i.e. high-grade metamorphic rocks, thrust fault, leucogranite lenses and migmatites) are not observed in the TCZ area, they are more likely related to the Creporizão Suite (i.e. the syn- to late- brittle-ductile magmatism related to NW-SE shear zones; Vasquez et al. (2002). This is in agreement with Villas et al. (2013) and Santiago et al. (2013) categorization of the TCZ granite, and our new whole-rock geochemistry and structural data concur with it.

The TCZ andesite is coeval to the rocks from the Vila Riozinho Formation. Considering the features and relationships between them and their host rocks (i.e. granodiorites and the TCZ granite) and the fact that the geochemical characteristics of both are comparable to the ones from OSJG and volcanic rocks from the Vila Riozinho Formation, the TCZ andesite might be categorized as belonging to this Formation. However, complementary studies with geochemical and isotopic approach need to be developed in order to understand the petrogenetic constrains on this subvolcanic rocks and verify the necessity of individualizing it in a distinct geological unit from the Creporizão Suite.

The dacite displays a distinct geochemical composition. Its high silica content (79%), strong depletion in LREE, HREE concentrations 60-70 times higher than granites and country rocks, and peraluminous signature indicate that it belongs to another magmatic series. Processes of magma mixing or crustal contamination of TCZ rocks cannot explain the generation of a dacite with such a composition. Probably part of the silica content has a hydrothermal origin, due to the pervasive alteration registered within dacite. Its peraluminous nature, its location in the WPG field (Fig. 8), the REE concentration and flat HREE pattern suggest that the dacite is more akin to anorogenic rocks from the Maloquinha Suite and Iriri Group than to rocks from the Creporizão Suite (Fig. 9).

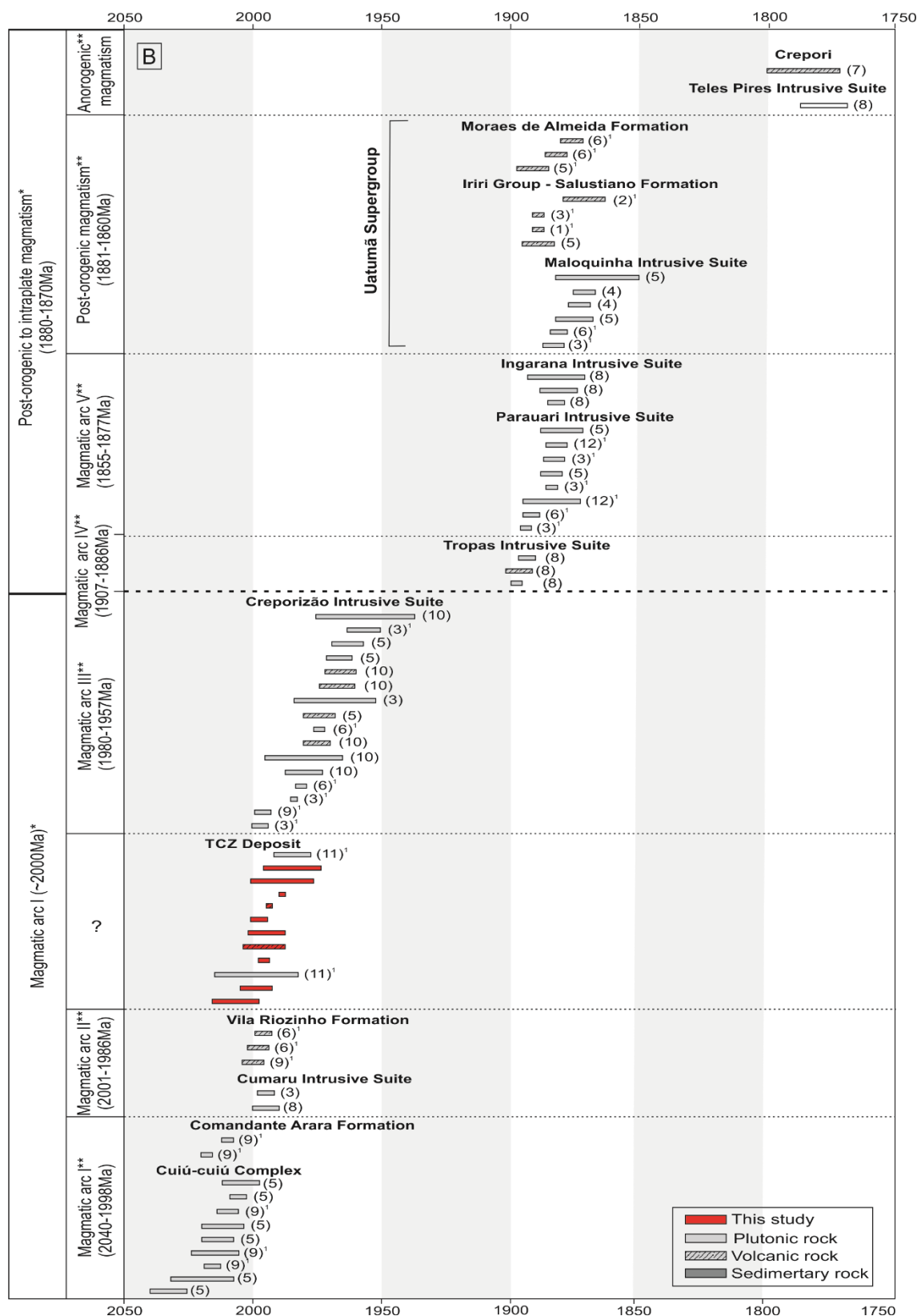


Fig. 15 - U-Pb and 1Pb-Pb zircon ages of the main Paleoproterozoic stratigraphic units presents in the province. References (1) Dall'Agnol et al. (1999); (2) Moura et al. (1999); (3) Klein and Vasquez (2000); (4) Santos et al. (2000); (5) Santos et al. (2001); (6) Lamarão et al. (2002); (7) Santos et al. (2002); (8) Santos et al. (2004); (9) Lamarão et al. (2005); (10) Vasquez et al. (2013); (11) Tokashiki et al. (2013); (12) Villas et al. (2013), and (13) Santos et al. (2013). Dashed lines represent the categorization of rocks in magmatic arcs and post-orogenic and anorogenic magmatism. * Model of geotectonic evolution based on Vasquez et al. (2000); ** Model of geotectonic evolution based on Santos et al. (2004).

5.5.4. Cooling curve for country rocks

Combining the ages with saturation temperatures for zircon and closure temperatures for the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ system in amphibole and biotite, the light-gray granodiorite exhibits an average cooling rate of *ca.* $7.5^\circ\text{C}/\text{Ma}$ following the emplacement at $2007 \pm 8\text{Ma}$ and a saturation temperature for zircon of *ca.* 778°C , to a closure temperature in biotite of *ca.* 320°C at $1946 \pm 6\text{Ma}$ (Fig. 16). Considering the intrusion of reddish granodiorite and microgranodiorite within light-gray granodiorite, during the first 3Ma, the granodiorite experienced moderate cooling rates of *ca.* $14.7^\circ\text{C}/\text{Ma}$, which are in agreement with the fine to medium grains size exhibited by this rock. After, the cooling rate decrease to a slow rate of *ca.* 3.6°C , as consequence of the heat input from microgranodiorite emplacement at $1997 \pm 10\text{Ma}$. Between microgranodiorite emplacement and the closure for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in hornblende at $1967 \pm 14\text{Ma}$, the cooling rate was *ca.* $5.4^\circ\text{C}/\text{Ma}$, which was also affected by reheat from the TCZ granite intrusion, between 1996 and 1989Ma, and by the coeval to late andesite intrusions. Between 1967 and 1946 Ma the temperature dropped from *ca.* 550°C to 320°C and the cooling rate increase to *ca.* $11^\circ\text{C}/\text{Ma}$.

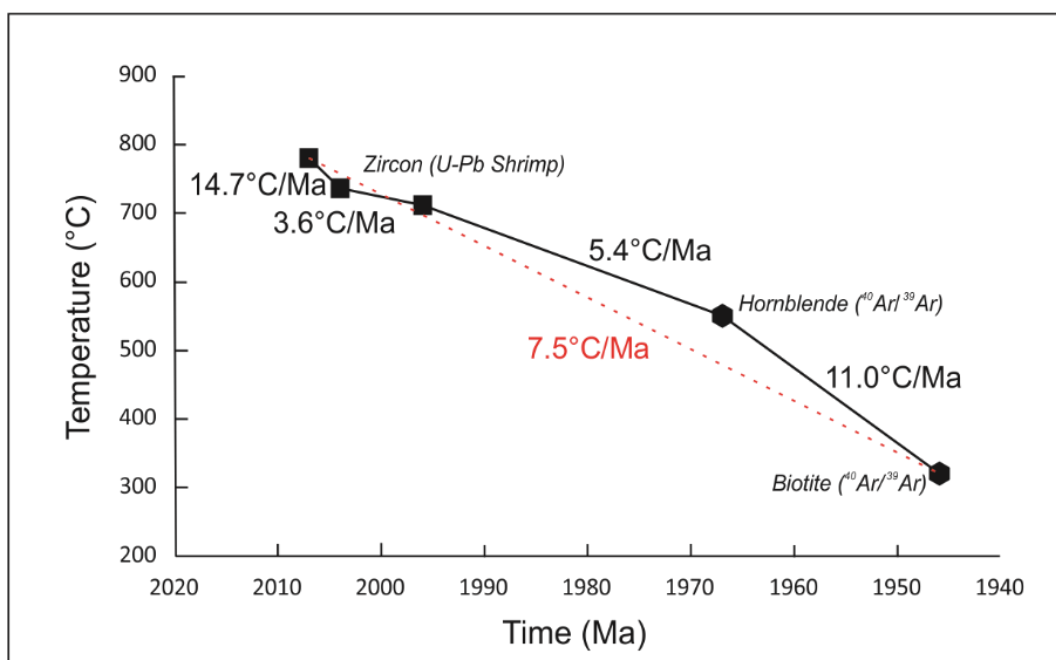


Fig. 16 - Cooling curve for the TCZ basement country rocks calculated from the geochronological data of our study.

The average cooling rate of *ca.* 7.5°C estimated for the TCZ country rock is higher than the rates, between 1.4 and $3.8^\circ\text{C}/\text{Ma}$, estimated for the gradual exhumations of Paleoproterozoic magmatic arcs in the Guiana Shield, northern of the Amazonian Craton

(Rosa-Costa et al., 2009); and is similar to the rate of *ca.* 7°C/Ma associated with the tectonic exhumation of the Taltson magmatic zone along the Andrew Lake Shear Zone, around 1900 Ma (Plint and McDonough, 1995). The moderate average cooling rate observed for the TCZ cooling path is indicative of the tectonic setting that has influenced the TCZ rocks crystallization; dominant horizontal movements (related to strike-slip deformation) might explain the moderate cooling rates. We highlight the fact that these low cooling rates, between 2°C to 10°C/Ma, were typically encountered in Archean to Paleoproterozoic domains in which horizontal tectonics, with poorly-developed tangential tectonics dominates (Plint and McDonough, 1995; Rosa-Costa et al., 2009). This considerably contrasts with cooling rates higher than 30°C/Ma observed in tectonic settings controlled by rapid vertical exhumations, more developed during modern-style orogenic domains (Lin et al., 2011, Lee et al., 2006, Yue et al., 1997).

5.6. Conclusion

The TCZ granite and country rocks are intrusive rocks emplaced mainly at shallow depths (*ca.* 2km) and during a narrow magmatic event, bracketed between *ca.* 2005-1990 Ma. Their petrographic and geochemical features are akin to the characteristics from the Creporizão Suite. Comparatively, the country rocks are slightly younger (2007-1997 Ma) concerning lower time limit established for this Suite in the Tapajós Domain. However, they are best categorized as belonging to this geological unit and probably represent the first expression of the Creporizão magmatism in the region. The most likely tectonic setting related to the TCZ rocks emplacement is the post-collisional one, which agrees with the regional categorization proposed, as well as is in agreement with the moderate cooling rates (*i.e.*, 7.4°C/Ma) experienced by these rocks.

The andesite dikes are multiphase intrusions whose emplacement was syn- to late-relate to the TCZ granite and they are markers of the beginning or reactivation of the strike-slip fault activity. They have been categorized as belonging to the Vila Riozinho Formation; however, detailed studies are needed in order to add constrains to this issue.

The origin and age of the dacite remain misunderstood and further studies are needed to understand its relationship with the TCZ magmatic system. Despite its age, from a geochemical point of view, it is clearly different from the other rocks of the TCZ deposit.

6. Mineralização: aspectos petrográficos, estruturais, hidrotermais e geocronológicos

No depósito TCZ, as rochas graníticas e subvulcânicas presentes dentro da zona limitada pelas falhas transcorrentes N100-130°E foram deformadas em contexto rúptil, hidrotermalizadas e mineralizadas de forma heterogênea, em pelo menos duas fases. Considerando que há uma relação espacial entre estes processos em cada fase de mineralização, estes serão apresentados de forma conjunta. Neste capítulo serão apresentados os resultados das análises petrográficas e estruturais em escalas distintas, de química mineral, as idades argônio e dados de isótopos estáveis de enxofre, de forma integrada e para cada fase de mineralização separadamente.

6.1. Primeira fase de mineralização (M1)

Esta fase de mineralização se caracteriza pela cristalização de mica branca fina e pirita em estruturas rúpteis, tais como microfraturas e brechas, cuja distribuição e penetratividade são heterogêneas e, aparentemente, restritas ao granito TCZ (i.e. granitos, aplitos e pegmatitos). *Em de afloramento*, M1 não foi identificada devido ao avançado estado de intemperismo. *Em escala de testemunho de sondagem*, M1 é identificada pela mudança de cor e aspecto turvo exibidos pelas fácies graníticas s.s., principalmente pela fácies monzogranito. A porção alterada da rocha passa a apresentar uma coloração acinzentada na fácies sienogranito (i.e. granito salame de acordo com Juras et al., 2011; Santiago et al., 2013 e Villas et al., 2013; Figura 17A) e verde clara na fácies monzogranito (i.e. granito smoky de acordo com Juras et al., 2011; Santiago et al., 2013 e Villas et al., 2013; Figura 17B). A transição do granito inalterado para alterado, cuja granulação é fina, é difusa e por vezes alguns fragmentos minerais são observados, indicando se tratarem de zonas brechadas. Nesta escala não foram identificadas feições que indiquem um condicionamento estrutural.

Em escala microscópica, M1 é observada nos granitos s.s. (Figura 17C e D), aplitos (Figura 17E e F) e pegmatitos e definida pela presença de mica branca fina cristalizada ao longo de planos de microfraturas intra e intercristalinas, ao longo dos contatos minerais (Figura 17C a F), ou definindo a matriz de brechas suportadas por fragmentos e mais raramente

suportadas pela matriz. (Figura 17G). Cristais de pirita subédricos a euédricos ocorrem associados às microfraturas e disseminados nas zonas de brecha (Figura 17E a G). Nas Figura 17 E e F a mica branca fina pode ser observada ao longo dos contatos minerais de um aplito granofírico e no entorno de cristais de pirita, os quais encontram-se cristalizados em meio ao quartzo do intercrescimento gráfico, indicando que os aplitos são anteriores a alteração que cristalizou a paragênese de M1.

A deformação afeta de forma diferenciada os minerais que compõem a rocha, principalmente o feldspato potássico e o plagioclásio. No feldspato potássico, observam-se inúmeras fraturas intra e intercristalinas (Figura 17C, D) que apresentam, em geral, direções de fraturamento ortogonais entre si. Estas microfraturas se desenvolvem a partir de planos de fraqueza pré-existent na rocha, no caso as clivagens do feldspato. Quando penetrativas, observa-se que se desenvolveram *in situ* e sem rotação significativa dos fragmentos entre os planos de fratura, lembrando uma textura em “quebra-cabeça” (*jigsaw puzzle texture*). Já no plagioclásio, as fraturas são raras e os cristais apresentam-se homogeneamente sericitizados em distintas intensidades, desde incipiente até a sua completa substituição em pseudomorfos. Contudo, localmente, é possível verificar a continuidade das fraturas com mica branca fina no interior do plagioclásio sericitizado (Figura 17D), sugerindo que este apresentou uma resposta reológica diferenciada quando comparado ao feldspato potássico.

As brechas são melhor identificadas nesta escala (brechas tipo I) e correspondem às porções turvas observadas em escala macroscópica (Figura 17B). São compostas por fragmentos monominerálicos e líticos, estes últimos menos frequente, com tamanho e angulosidade variados (Figura 17G). Predominam fragmentos submilimétricos e mais raramente milimétricos de quartzo e feldspato potássico, que variam de subangulosos a subarredondados. Fragmentos de plagioclásio são raros e quando presentes apresentam corrosão das bordas, alteração sericítica intensa e com o limite entre o feldspato hidrotermalizado e a matriz da brecha é difuso. Os fragmentos de quartzo, em geral, mostram extinção ondulante e mais raramente subgrãos. A matriz das brechas é composta por mica branca fina, lamelas milimétricas de mica branca deformadas, exibindo *kink bands*, e pirita disseminada. A mica branca lamelar presente nestas brechas foi datada pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e os dados serão descritos no item 6.1.3.

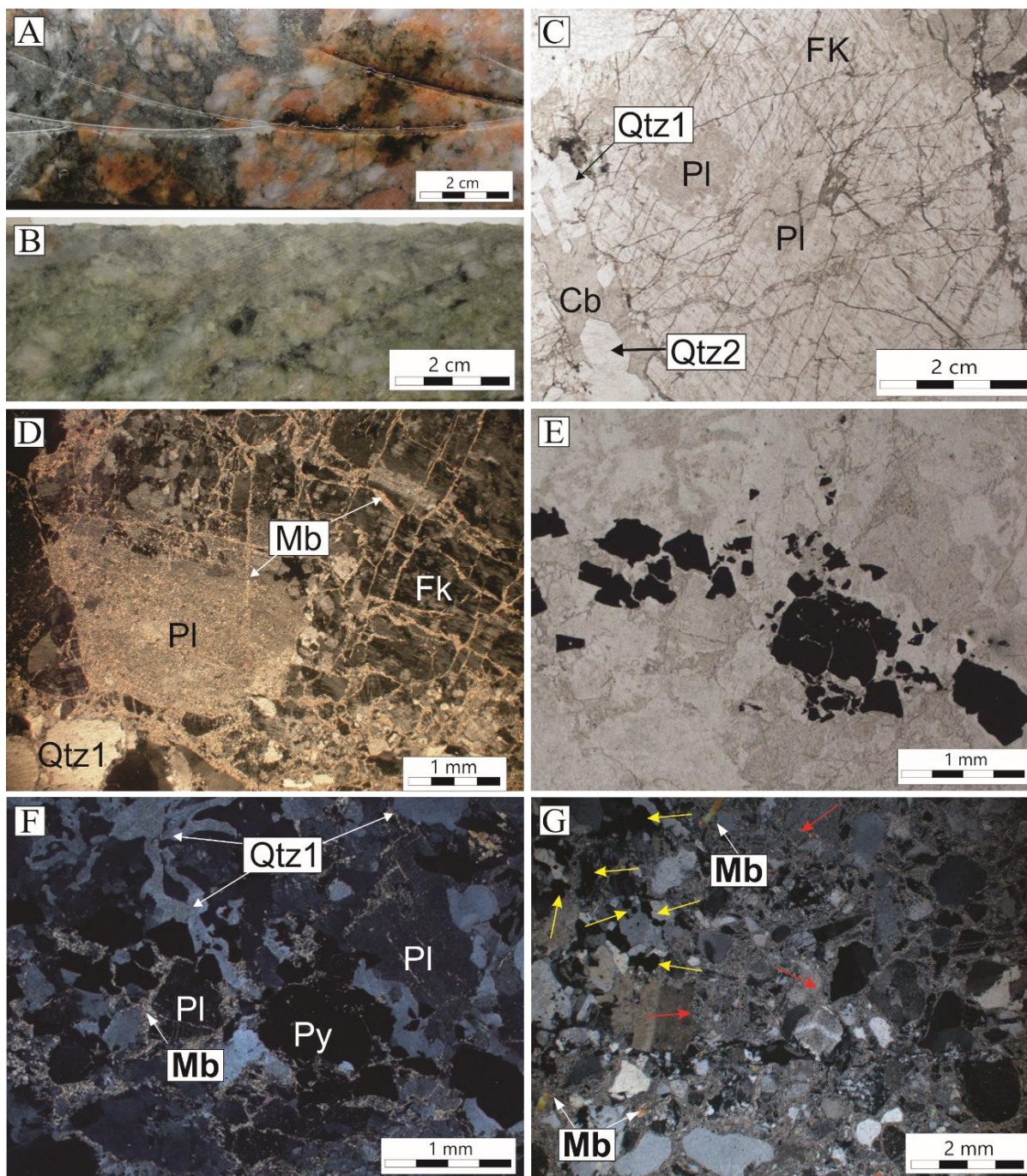


Figura 17 - Fotografias e fotomicrografia mostrando as feições características da Fase I de mineralização. **A** – sienogranito brechado exibindo fraturas preenchidas por mica branca fina e pirita; **B** - monzogranito brechada o e com matriz composta por mica branca fina; **C** - fotomicrografia com nicois paralelos mostrando intenso fraturamento em cristal de feldspato potássico que contém inclusões de plagioclásio sericitizado. Notar que as fraturas não afetam este último tão intensamente quanto afetam o primeiro; **D** - fotomicrografia com nicois cruzados mostrando as fraturas preenchidas por mica branca fina. Notar que o plagioclásio está sericitizado e é possível observar em alguns locais a continuidade das microfraturas preenchidas por mica branca fina pra o seu interior, conforme indicado pela seta vermelha. Notar a presença de um veio de quartzo e carbonato cortando as estruturas de M1; **E** - fotomicrografia com nicois paralelos de um aplito granofírico contendo cristais subédricos de pirita; **F** - mesma fotomicrografia de E com nicois cruzados ressaltando a presença de mica branca fina cristalizada ao longo dos contatos minerais, microfraturas e envolvendo cristais de pirita; **G** - Brecha tipo I composta por fragmentos de quartzo e feldspato potássico com uma matriz de mica branca fina, pirita (setas amarelas) e algumas lamelas de mica brancas. Notar a passagem difusa entre os fragmentos de plagioclásio e a matriz da brecha (setas vermelhas). Cb – carbonato; Fk – feldspato potássico; Mb – mica branca; Pl – plagioclásio; Qtz – quartzo

Na fácies sienogranito o microfraturamento é mais intenso e a mica branca fina está mais restrita às microfraturas e aos contatos minerais. As brechas se caracterizam pela coalização da rede de microfraturas e a presença fragmentos do granito são comuns (Figura 17A). São brechas, em geral, sustentadas por fragmentos. Já na fácies monzogranito, nota-se uma sericitização mais intensa associada a alteração do plagioclásio, restando “fragmentos monominerálicos”, ou seja, os cristais de feldspato potássico e de quartzo do granito em meio a matriz de mica branca fina (Figura 17B). Estas brechas, em geral, são sustentadas pela matriz hidrotermal.

Em geral, as brechas e microfraturas são aleatoriamente orientadas, contudo em algumas amostras foram observadas zonas nas quais a microfraturas e brecha ocorrem concentradas em zonas de cisalhamento, formando “microcorredores de deformação” (Figura 18A) ou, ainda, porções nas quais os cristais de mica branca fina e fragmentos estão orientados, definindo uma foliação tectônica (Figura 18B). Somente em uma lâmina orientada foi possível recuperar a orientação destes níveis orientados de brechas tipo I, com direção N170°E (Figura 18C).

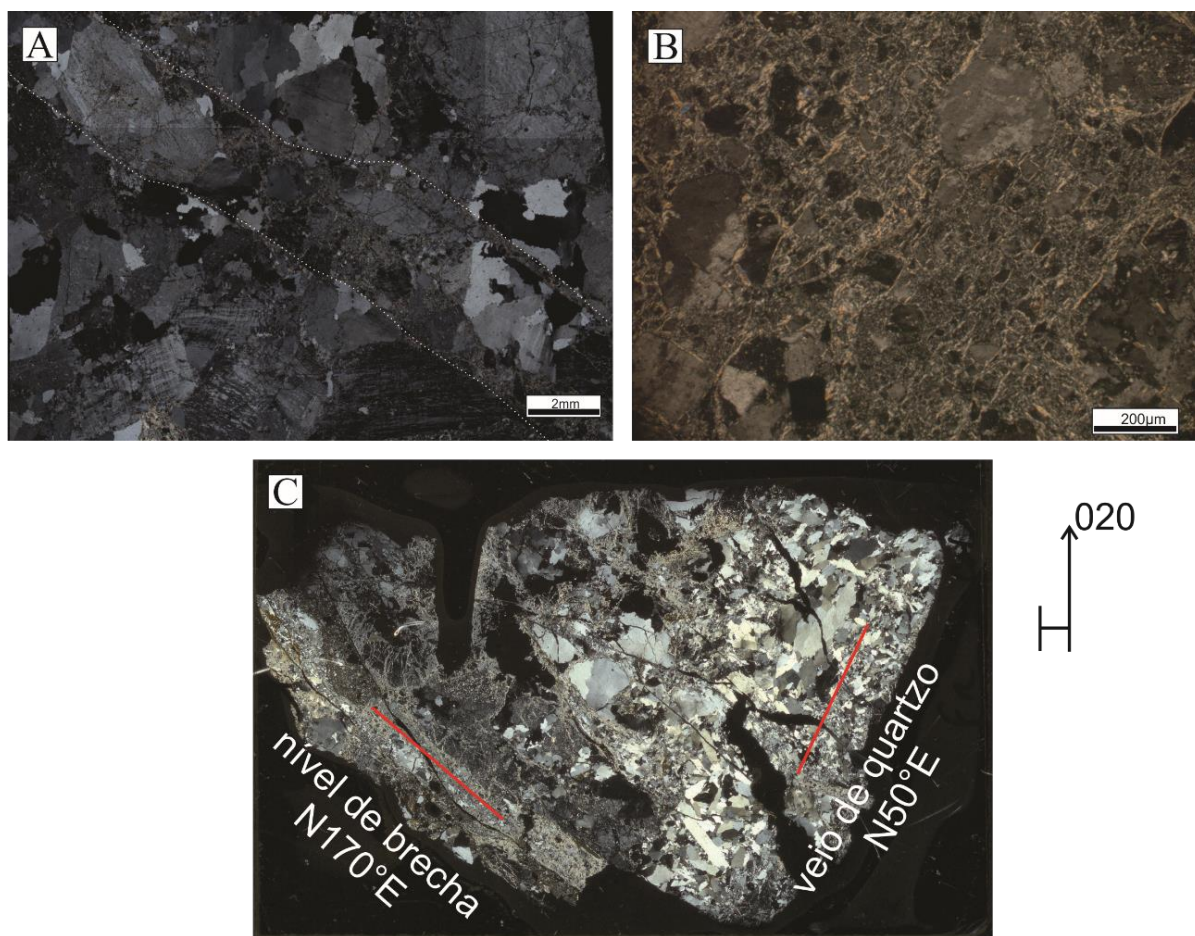


Figura 18 - Fotomicrografias com nicois cruzados mostrando feições indicativas de um controle tectônico sobre as estruturas em M1. **A** - “Corredor” de deformação que concentra as microfraturas preenchidas por mica branca fina. A linha branca tracejada destaca os limites desta estrutura. Notar que externamente ao corredor de deformação praticamente não se observam microfraturas; **B** -

Orientação da mica branca fina em uma brecha tipo I, definindo uma foliação; **C** - Lamina orientada mostrando nível de brecha tipo I com direção N170°E, cortada por veio de quartzo posterior de direção N50°E. As linhas vermelhas indicam a direção das estruturas medidas. Base da lâmina 4,5 cm.

No domínio das rochas subvulcânicas a presença desta alteração não é óbvia, pois além de não serem identificadas as microfraturas e brechas como nos granitos, estas rochas foram pervasivamente hidrotermalizadas. O andesito, dentro da zona mineralizada foi completamente substituído por mica branca fina, clorita e carbonato (Figura 19A), enquanto o dacito foi pervasivamente sericitizado e o que se observa é uma matriz de alteração formada por mica branca fina e quartzo, com algumas lamelas de mica branca milimétricas (Figura 19C). No andesito a hornblenda e a biotita foram substituídos por clorita e leucoxênio e o plagioclásio por mica branca fina. Em algumas amostras a alteração gera pseudomorfos, preservando a textura ígnea da rocha e em outras a alteração está disseminada, obliterando as feições primárias. Neste último caso, ocorre a disseminação de pirita. No dacito, este sulfeto somente é observado quando a rocha é cortada por veios de quartzo. Contudo, do ponto de vista petrográfico, o único indício que permite relacionar essa alteração com M1 é a presença de mica branca fina na paragênese de alteração hidrotermal e a presença, ainda que localizada, de pirita.

A rocha aqui denominada dacito, foi previamente descrita por Juras et al. (2011) como um riolito. Contudo em lâmina delgada observa-se que a rocha apresenta apenas traços de cristais de feldspato potássico, estes preservados da alteração sericítica que substitui seletivamente o plagioclásio em pseudomorfismo. Por esta razão, a rocha foi reclassificada como um dacito.

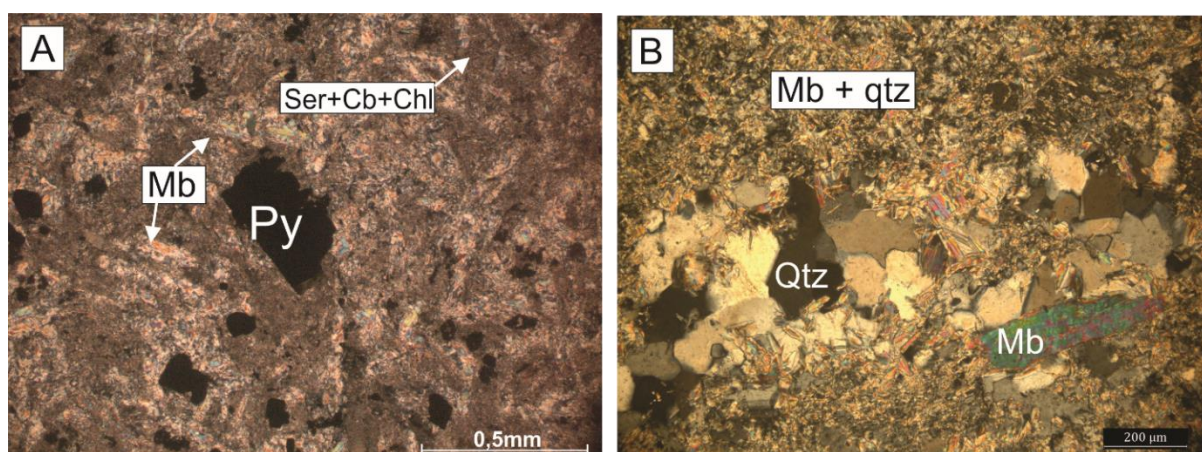


Figura 19 - Fotomicrografias mostrando as rochas subvulcânicas afetadas pela Fase I de mineralização. **A** - fotomicrografia com nicois cruzados mostrando andesito hidrotermalizado, com mica branca fina substituindo o plagioclásio em pseudomorfismo e disseminada junto a clorita e ao carbonato, substituindo os minerais da matriz da rocha. Alguns cristais de pirita disseminados são observados; **B** - dacito pervasivamente sericitizado com raros cristais de muscovita associados. Cb – carbonato; Chl – clorita; Lcx – leucoxênio; Mb – mica branca fina; Op – opaco; Py – pirita; Qtz – quartzo

6.1.1. Minerais hidrotermais

A mica branca fina que constitui o principal mineral na paragênese que define M1 apresenta uma fórmula estrutural média, calculada com base em análises químicas quantitativas feitas com auxílio da microsonda eletrônica (

Tabela 3), $(K_{1,59}Na_{0,05})(Fe^{2+}_{0,43}Mg_{0,47}Al^{VI}_{3,29}Ti_{0,04})(Al^{IV}_{1,46}Si_{6,54})$ com razão de $Fe/(Fe^{2+}+Mg)$ média de 0,52. Apesar das lamelas de mica branca (Figura 17E) nas brechas tipo I terem uma fórmula estrutural média semelhante $(K_{1,58}Na_{0,13})(Fe^{2+}_{0,45}Mg_{0,16}Al^{VI}_{3,46}Ti_{0,10})(Al^{IV}_{1,74}Si_{6,26})$ há uma diminuição na razão $Fe/(Fe^{2+}+Mg)$ média para 0,26. De acordo com a classificação de micas proposta por Rieder et al. (1998), ambas são micas dioctaédricas, com valores para a razão entre cátions bivalentes e trivalentes no sítio M (i.e. $^{VI}R^{II}/^{VI}R^{II}+^{VI}R^{III}$) menores que 0,25, o que indica uma composição próxima à da muscovita.

Tabela 3 - Análise química dos cristais de mica branca que integram a paragênese de M1.

	85-3 muscovita	85-3 muscovita	85-3 muscovita	135-2 mica branca fina em	135-2 matriz da brecha	135-2 matriz da brecha	105-7b alteração sericítica andesito	105-7b alteração sericítica andesito
SiO ₂	47,23	46,56	47,17	49,43	47,48	51,32	47,19	49,76
TiO ₂	1,05	1,01	1,01	0,58	0,39	0,21	0,12	0,27
Al ₂ O ₃	32,98	33,15	33,31	30,12	30,10	31,03	28,60	28,98
FeO	4,19	4,13	3,86	4,26	3,77	3,66	5,00	4,55
MnO	4	0,05	0,05	0,06	0,03	0,02	0,09	0,06
MgO	0,80	0,76	0,80	2,80	1,82	2,51	3,51	3,34
CaO	0,00	0,01	0	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
Na ₂ O	0,48	0,49	0,55	0,22	0,19	0,15	0,09	0,07
K ₂ O	9,11	9,73	9,073	9,47	9,33	9,41	9,37	8,62
Total	95,88	95,88	95,83	96,96	93,15	98,33	94,02	95,67
Fórmula estrutural com base em 22 átomos de oxigênio*								
Sítio T								
Si	6,28	6,22	6,27	6,51	6,50	6,61	6,46	6,61
Al ^{IV}	1,72	1,78	1,73	1,49	1,50	1,39	1,54	1,39
Sítio M								
Al ^{VI}	3,45	3,45	3,49	3,19	3,35	3,32	3,07	3,15
Ti	0,11	0,10	0,10	0,06	0,04	0,02	0,01	0,03
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,47	0,46	0,43	0,47	0,43	0,39	0,57	0,51
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg	0,16	0,15	0,16	0,55	0,37	0,48	0,72	0,66
Sítio I								
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,13	0,13	0,14	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02
K	1,55	1,66	1,54	1,59	1,63	1,55	1,64	1,46

Fe/(Fe ²⁺ +Mg)	0,25	0,25	0,27	0,54	0,46	0,55	0,56	0,57
---------------------------	------	------	------	------	------	------	------	------

* como não foi determinada a quantidade de H₂O, os cálculos da fórmula estrutural foram feitos sobre 22 oxigênios.

A mica branca presente na matriz de alteração do andesito apresenta uma composição relativamente mais enriquecida em magnésio e ferro, mas a razão Fe/(Fe²⁺+Mg) média de 0,56 é similar a da muscovita fina que preenche as microfraturas e constitui a matriz das brechas. Como a razão ^{VI}R^{II}/^{VI}R^{II}+^{VI}R^{III} é maior que 0,25 e a razão Fe/(Fe²⁺+Mg) é maior que 0,5, esta mica é classificada como Al-celadonita, com fórmula estrutural média (K_{1,55}Na_{0,02})(Fe²⁺_{0,54}Mg_{0,69}Al^{VI}_{3,11}Ti_{0,02})(Al^{IV}_{1,47}Si_{6,53}).

A análise da pirita associada a M1, por microsonda eletrônica, não revelou a presença de quaisquer outros metais na estrutura deste sulfeto, que estivessem acima do limite de detecção analítico.

6.1.2. Estilo da mineralização

De acordo com dados gerados durante a prospecção do depósito TCZ, pela Eldorado Gold Corporation e companhias minerais precedentes, M1 se caracteriza por baixos teores de ouro (< 1,5ppm) que se distribuem em todo o volume do granito. Ainda que o teor seja baixo, esta fase de mineralização é considerada a principal, já que é volumetricamente mais importante (comunicação pessoal – Ruperto Ocampo, geólogo responsável pelo Projeto TCZ). Há uma relação direta entre a intensidade da deformação, do hidrotermalismo e os teores de ouro, que podem chegar a 3,5 ppm nas zonas de brechas. Nas rochas subvulcânicas, a mineralização está restrita aos contatos com a encaixante granítica.

O ouro associado a M1 não foi identificado nas análises de luz refletida em microscópio petrográfico, no MEV ou nas análises quantitativas e qualitativas em microsonda eletrônica (Figura 20), apenas a análise química em rocha total revela a presença deste metal. Provavelmente o ouro em M1 está associado à pirita.

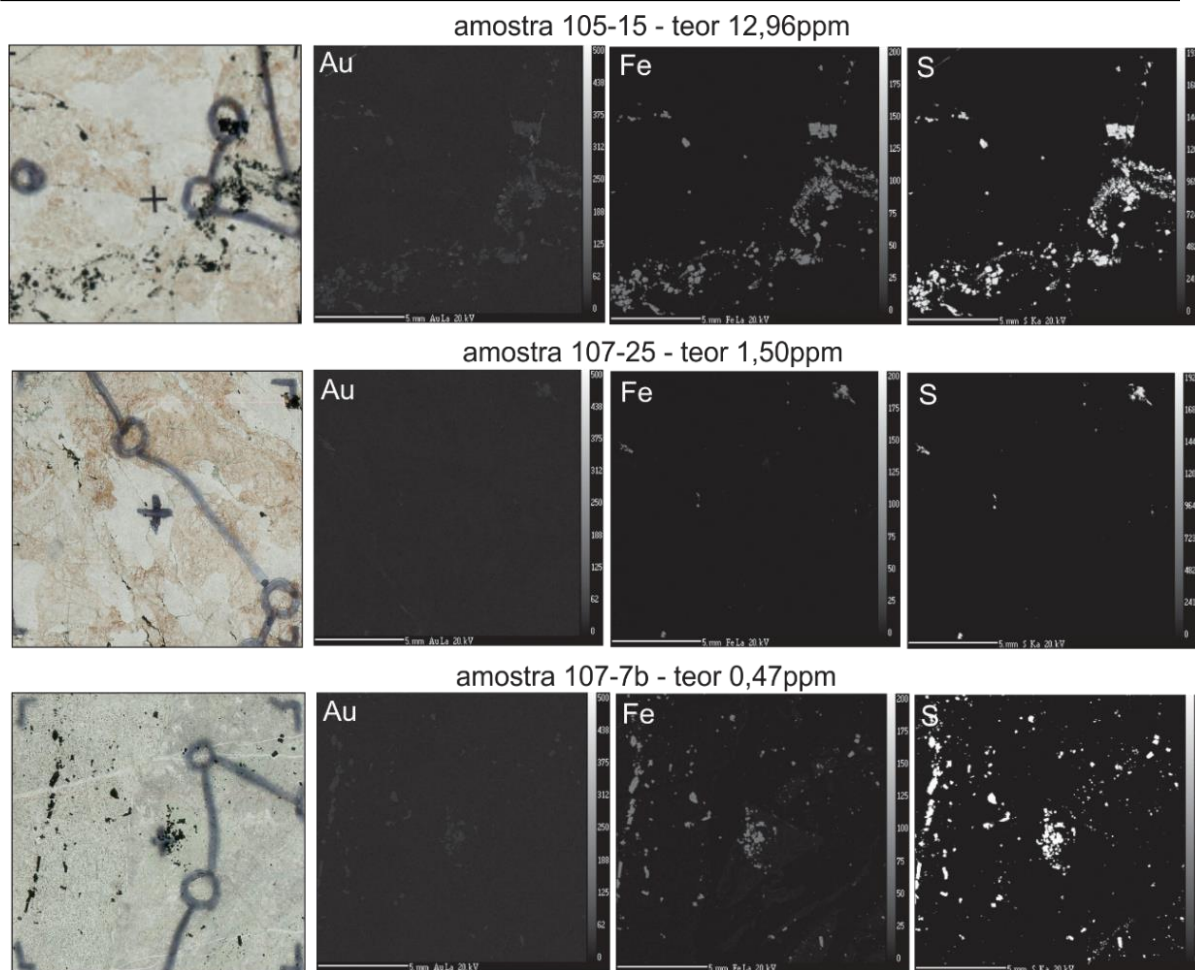


Figura 20 – Imagens das cartografias químicas qualitativas feitas em microsonda eletrônica em diferentes amostras de M1, mostrando a resposta para cartografia dos elementos Au, Fe e S. Notar que mesmo na amostra com 12,96ppm de ouro não há contraste significativo na cartografia do ouro. As Fotografias à esquerda correspondem a porção da lâmina em que a cartografia foi realizada.

6.1.3. Idade da mineralização

Monocristais de muscovita (amostra 17-9G; Figura 2; Tabela 16) e duas amostras analisadas *in situ* na rocha (amostras 135-A2 e 39-A3; Tabela 16) foram selecionadas como representativas das brechas geradas em M1 e datadas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Adicionalmente, uma amostra de muscovita fina oriunda da alteração do dacito, na fração 60-100 mesh (amostra 100-11G; Figura 2; Tabela 16) e uma amostra de andesito porfirítico sericitizado (amostra 39-01; Tabela 16) analisada *in situ* na rocha, também foram datados pelo método argônio.

O monocristal de muscovita e o pó da muscovita fina de alteração do dacito forneceram idades platô de $1865 \pm 5\text{Ma}$ para 89% de ^{39}Ar liberado e $1854 \pm 5\text{Ma}$ para 83% de ^{39}Ar liberado,

respectivamente (Figura 21). As idades obtidas podem representar idades de cristalização mineral e, apesar dos dados petrográficos não permitirem afirmar que a alteração observada nas rochas subvulcânicas seja contemporânea a M1, as idades obtidas parecem refletir um mesmo evento, seja de cristalização mineral ou de rejuvenescimento do sistema argônio por algum evento térmico.

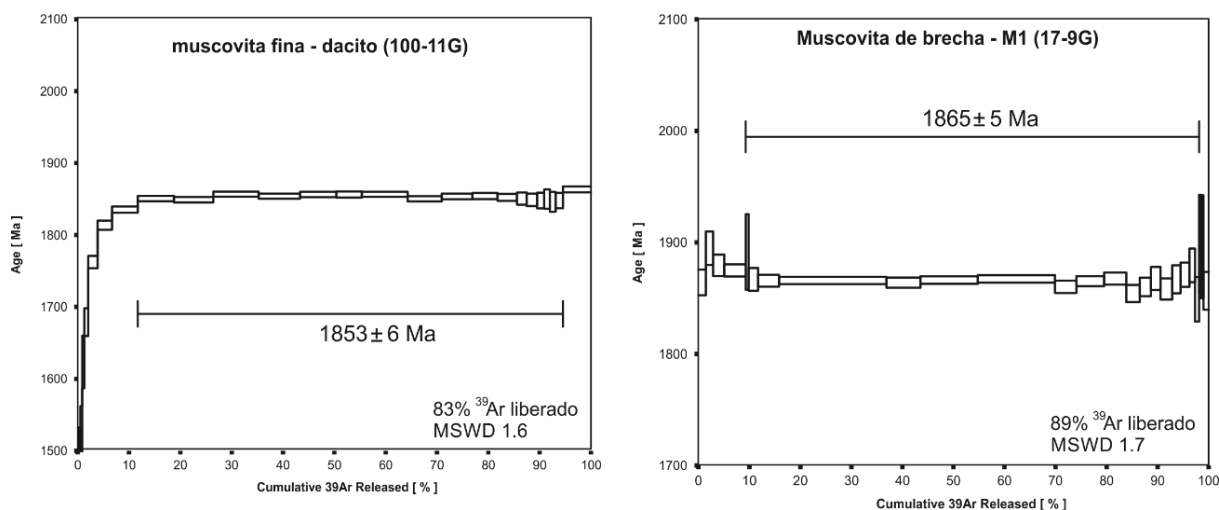


Figura 21 - Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para monocristais de muscovita de uma brecha representativa de M1 e para o pó (60-100mesh) da muscovita fina associada a alteração do dacito.

As três amostras datadas *in situ* não forneceram resultados com significado geológico, já que foram identificadas diferentes populações de idades para uma mesma amostra (Figura 22) e que não há semelhança na distribuição das idades entre as três amostras.

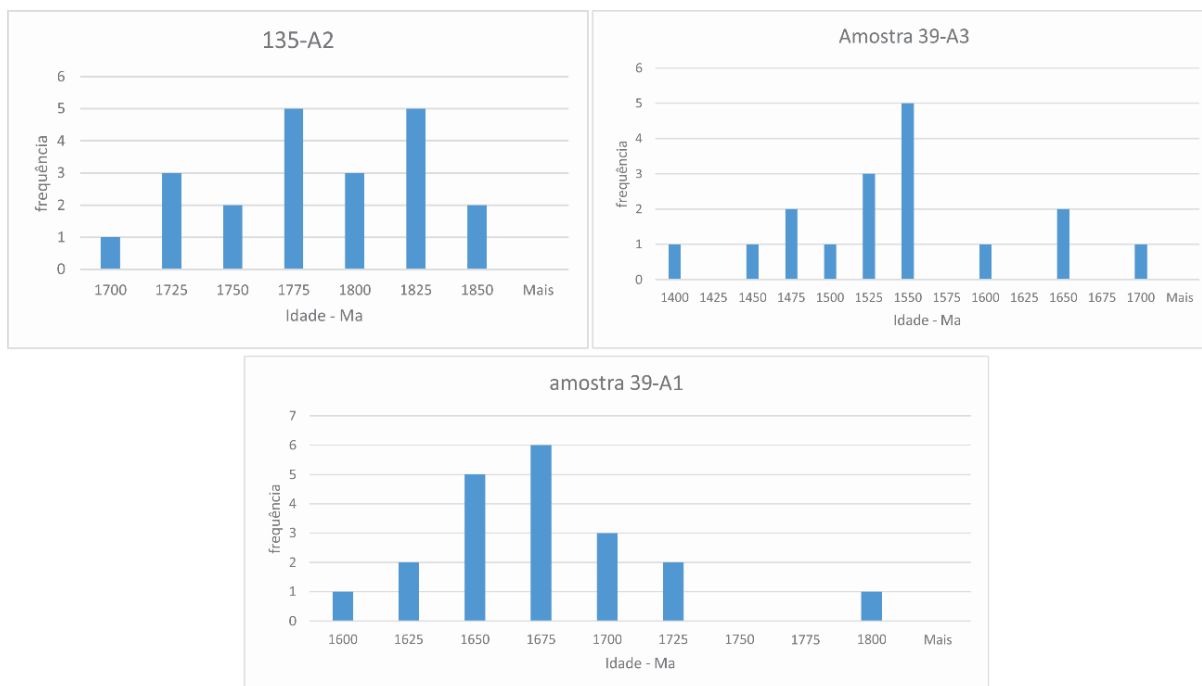


Figura 22 - Histogramas de distribuição das idades argônio obtidas a partir da análise *in situ* de mica branca fina. Notar que não há uma distribuição semelhante das idades entre as três amostras, tampouco a predominância de uma única idade.

6.2. Segunda fase de mineralização (M2)

M2 é caracterizada pela presença de tipos variados de veios e vênulas de quartzo e clorita, além de brechas que cortam tanto o granito TCZ quanto as rochas andesíticas. As estruturas típicas de M2 não estão presentes no dacito. *Em escala de afloramento*, M1 é identificada pela presença de veios e vênulas de quartzo tingido por óxidos, com espessuras milimétricas a centimétrica e que são oblíquos aos planos de cisalhamento principais, identificados sobretudo como planos de falhas anastomosados ou lineações. Veios de quartzo ocorrem com menor frequência nestes planos do que nos planos oblíquos.

Veios de quartzo extensionais e oblíquos ao sistema de cisalhamento principal apresentam uma orientação N50°E, que permite interpretar uma movimentação sinistral para o cisalhamento (Figura 24). Inflexões nestes planos ou no próprio veio confirmam tal cinemática. Em função do avançado estado de intemperismo, a preservação das estruturas associadas a mineralização não é favorecida e, ao todo foram recuperadas nove medidas dos planos de cisalhamento principal e treze medidas de veios de quartzo conjugados, cujo tratamento estatístico utilizando a rede de Wulff e o diagrama de rosetas forneceram direções

médias N110°E e N45E, respectivamente (Figura 23). Contudo, observa-se que estas direções podem variar entre N100-130°E e N30-60°E. As medidas de mergulho dos planos não foram recuperadas na maioria das medições feitas, em função da condição dos afloramentos, mas os planos tendem a ser subverticais (entre 80-85°) mergulhando para NW.

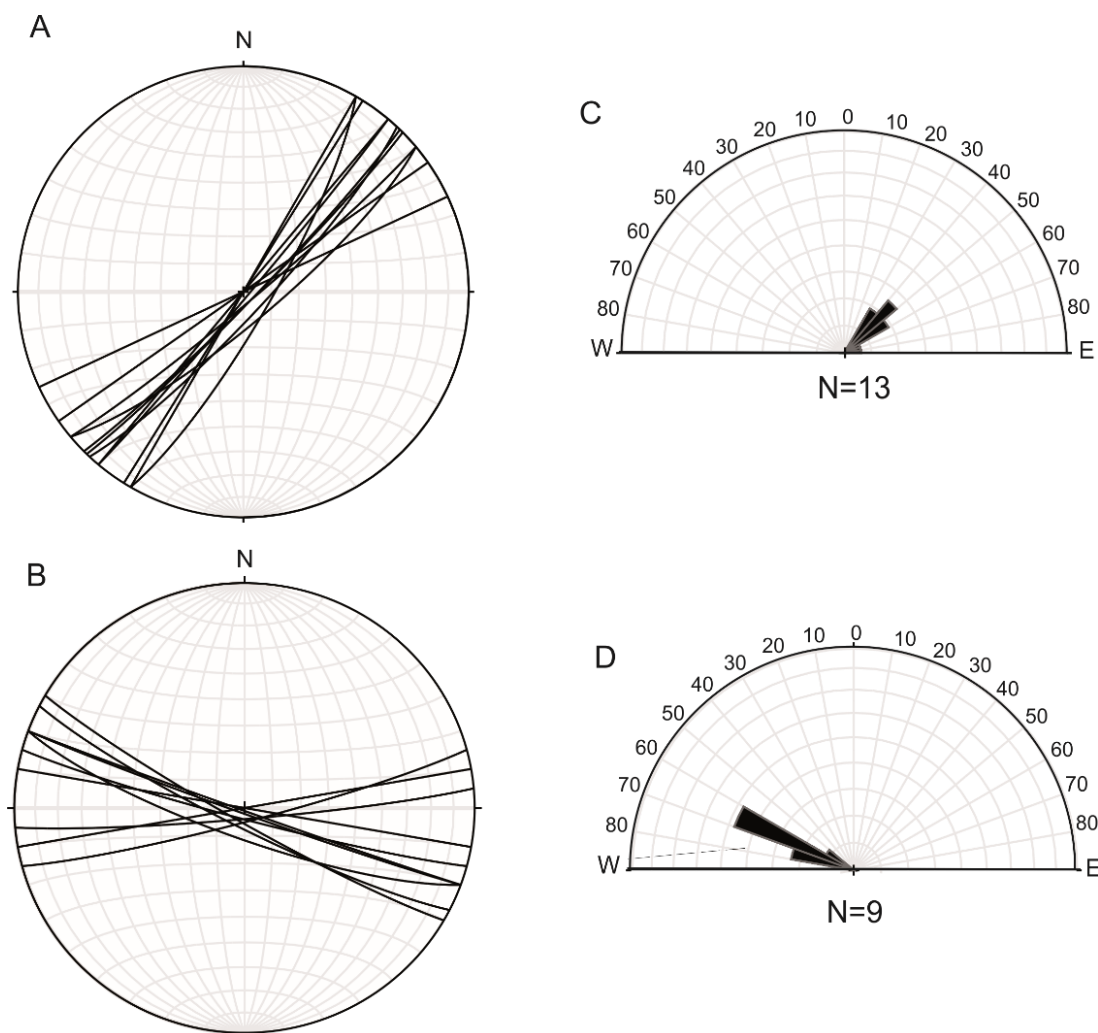


Figura 23 - Estereogramas e diagramas de roseta mostrando as principais estruturas observadas no depósito TCZ. **A** - representação dos planos dos veios de quartzo associados ao cisalhamento (N=13); **B** - representação dos planos do cisalhamento principal (N=9); **C** - diagrama de rosetas com a distribuição das medidas obtidas para os veios de quartzo; **D** - diagrama de rosetas com a distribuição das medidas obtidas para o cisalhamento principal.

Em escala de testemunho de sondagem, diferentes tipos de veios são observados: veios e vênulas extensionais de quartzo e clorita, veios com estruturas em *pull apart*, que são melhor observados no plano vertical, além de um sistema de brechas sustentadas por uma matriz hidrotermal. Os veios de quartzo e as vênulas de clorita cortam as brechas e microfraturas à muscovita fina geradas em M1, o que permite estabelecer uma cronologia relativa entre as duas fases de mineralização (Figura 25).

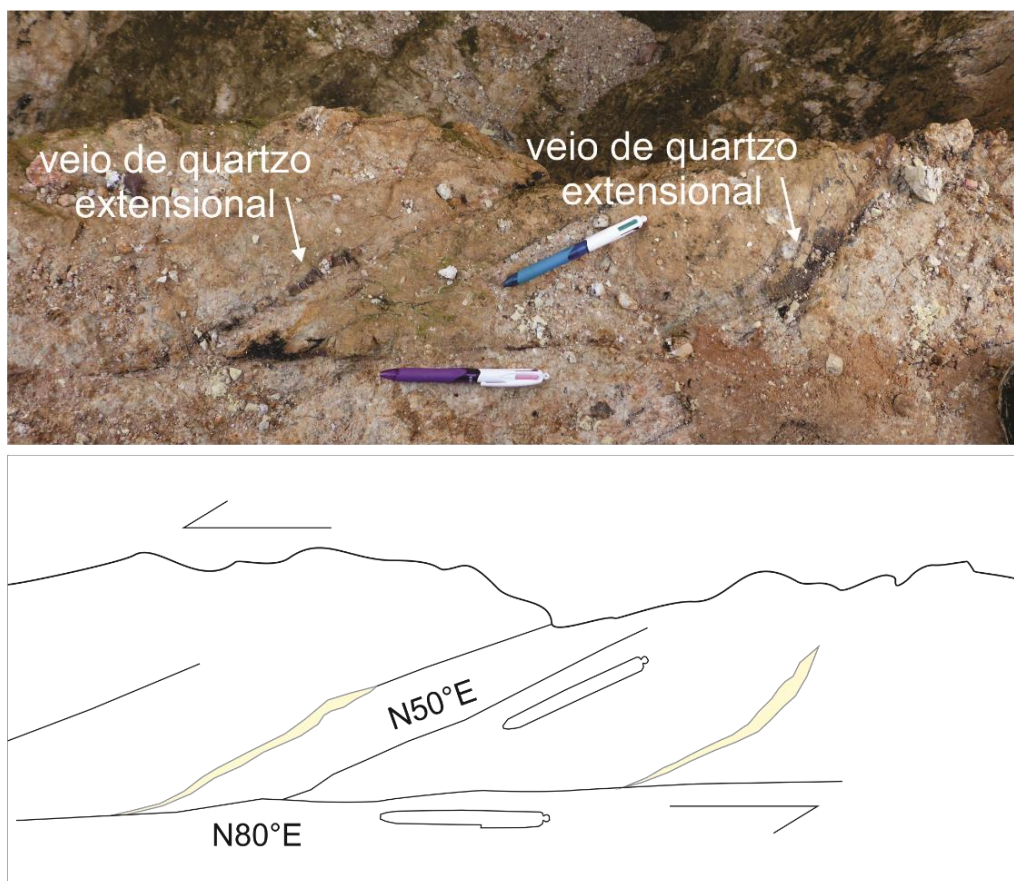


Figura 24 - Veios de quartzo de direção N50°E conjugados a um plano de cisalhamento N80°E, indicando uma movimentação sinistral.

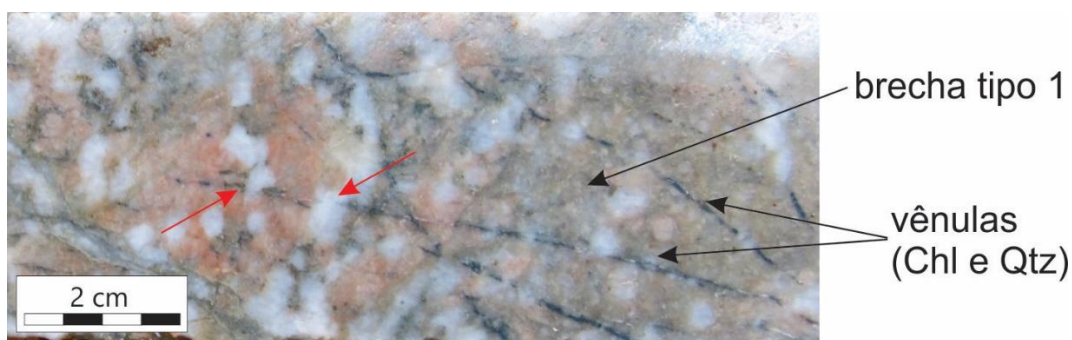


Figura 25 - Fotografia mostrando a relação espacial e temporal entre as duas fases de alteração M1 e M2. Observar uma brecha tipo I, com seu aspecto turvo, coloração esverdeada e presença de fragmentos cortada por vênulas de clorita e quartzo, típicas de M2. Notar que as vênulas parecem interrompidas por cristais de quartzo (setas vermelhas).

Os veios e vênulas de quartzo e clorita são as estruturas mais penetrativas de M2, com espessuras submilimétricas a centimétricas, paralelas entre si e separados por rocha inalteradas (*sheeted veins*), nas quais o quartzo e a clorita são os minerais dominantes, com carbonato, pirita, galena, esfalerita, calcopirita e ouro livre associados. Há uma tendência de nas vênulas predominar a clorita sobre o quartzo, enquanto nos veios mais espessos o quartzo tende a ser volumetricamente mais importante. Duas características são frequentes neste

sistema: a continuidade das vênulas que aparenta estar interrompida por cristais de quartzo (Figura 25; Figura 26A e B) e a presença de cristais euédricos bipiramidais de quartzo que se cristalizaram a partir das paredes dos veios e/ou cavidades. A presença do carbonato nestas estruturas destaca o hábito euédrico do quartzo (Figura 27A e B). Constata-se que há uma relação espacial e genética entre os veios de quartzo e as estruturas em *pull apart*. Na Figura 26G é possível observar um veio de quartzo com sulfetos, que apresenta uma terminação em *pull apart* preenchida por uma brecha do tipo II. As estruturas em *pull apart* são observadas com frequência nos testemunhos, mas sempre associadas ao plano vertical, desta forma considera-se uma componente vertical para a tectônica associada a formação destas estruturas, que por sua geometria sugerem uma componente vertical normal.

Brechas são mais facilmente identificadas nesta fase do que na anterior e, se diferem das brechas tipo I pela matriz, tamanho dos fragmentos e estilo da brecha. Compostas por fragmentos de rocha angulosos a subarredondados com tamanhos variando de milimétrico a centimétrico, tais fragmentos são sustentados por uma matriz hidrotermal, composta por quartzo, clorita, galena, esfalerita, calcopirita, pirita e mais raramente carbonato e ouro visível (Figura 26C, D e G). Em geral, as brechas são observadas nas estruturas em *pull apart* (Figura 26C e G), indicando uma origem tectônica para as mesmas. Nesta escala os fragmentos não mostram uma orientação preferencial, assim como a matriz da brecha não exibe qualquer tipo de foliação.

Em escala microscópica algumas texturas, feições de preenchimento e orientação mineral permitem estabelecer uma cronologia entre a deformação e o preenchimento destas estruturas. Os veios de quartzo apresentam a paragênese quartzo + clorita + carbonato \pm rutilo \pm albita + galena + calcopirita + esfalerita + pirita + ouro. Nos veios extensionais, o quartzo frequentemente ocorre sob a forma de cristais bipiramidais (Figura 17C; Figura 27A e B), com textura em pente (*comb quartz*; Figura 27C e D) ou, ainda, recristalizado ao longo de planos de cisalhamento (Figura 27D). A presença de albita e clorita junto ao quartzo nestas estruturas e a presença de fragmentos de granito com muscovita fina ao longo de microfraturas e contatos minerais (i.e. M1), auxilia na definição da fase hidrotermal a qual estas estruturas pertencem. Na matriz de algumas brechas ocorrem cristais de rutilo orientados ao longo de planos de cisalhamento (Figura 27F).

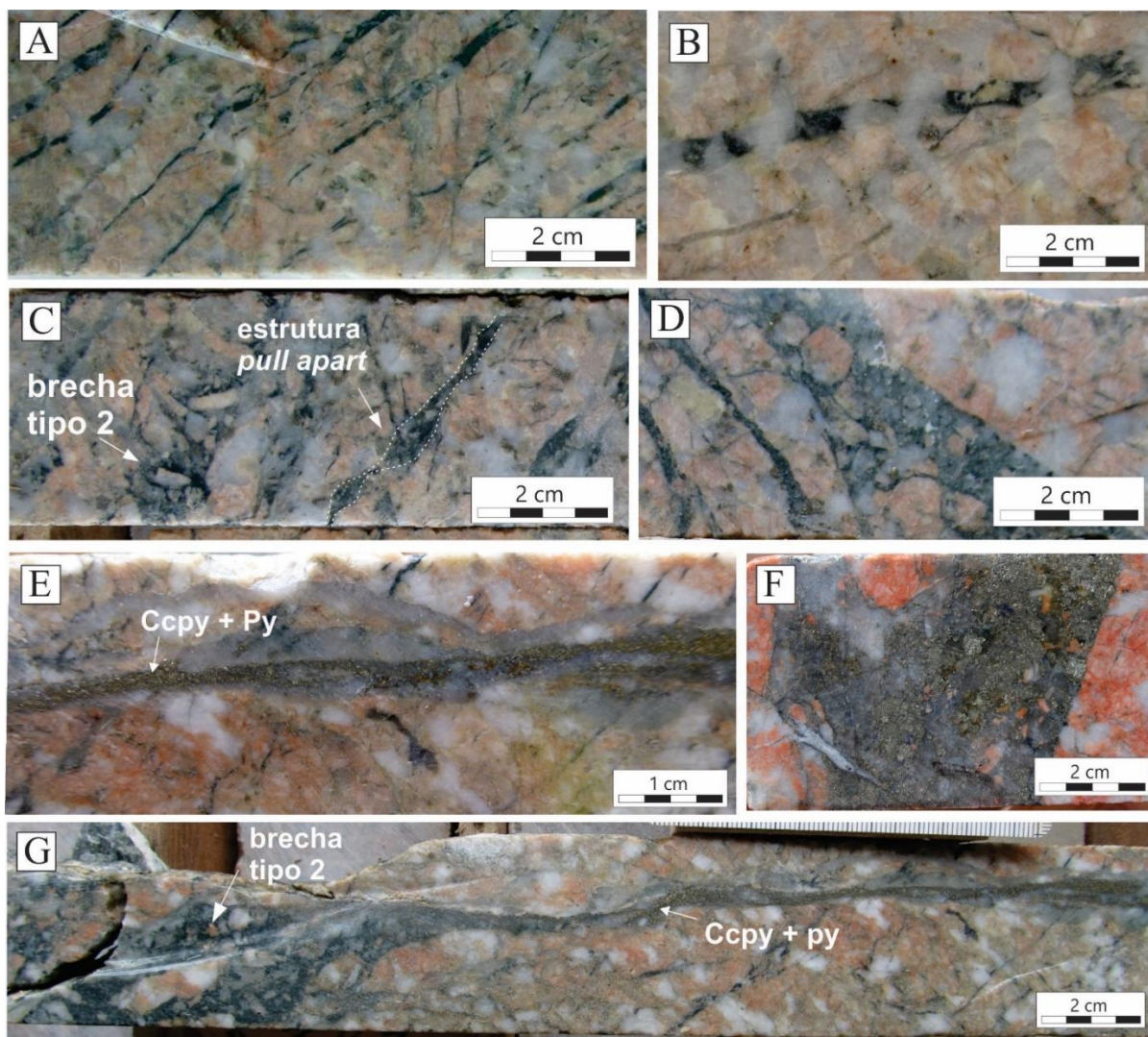


Figura 26 - Fotografias mostrando as estruturas que caracterizam a fase II de mineralização. **A e B** - estruturas mais comuns na zona mineralizada. Fraturas milimétricas a submilimétricas preenchidas por quartzo, clorita, carbonato e pirita, que são paralelas entre si; **C** - estrutura tipo *pull apart* comumente observada junto às fraturas tensionais; **D** - brecha com matriz de quartzo e clorita; **E e F** - veios de quartzo com sulfetos. Nestas estruturas a galena, calcopirita e a pirita são comuns, assim como ouro livre pode ser observado; **G** -veio de quartzo rico em calcopirita na porção central do veio, o qual termina em uma estrutura tipo *pull apart* preenchida por uma brecha do tipo II, mostrando que estas estruturas estão geneticamente relacionadas. Ccpy – calcopirita; Gal – galena; Py – pirita.

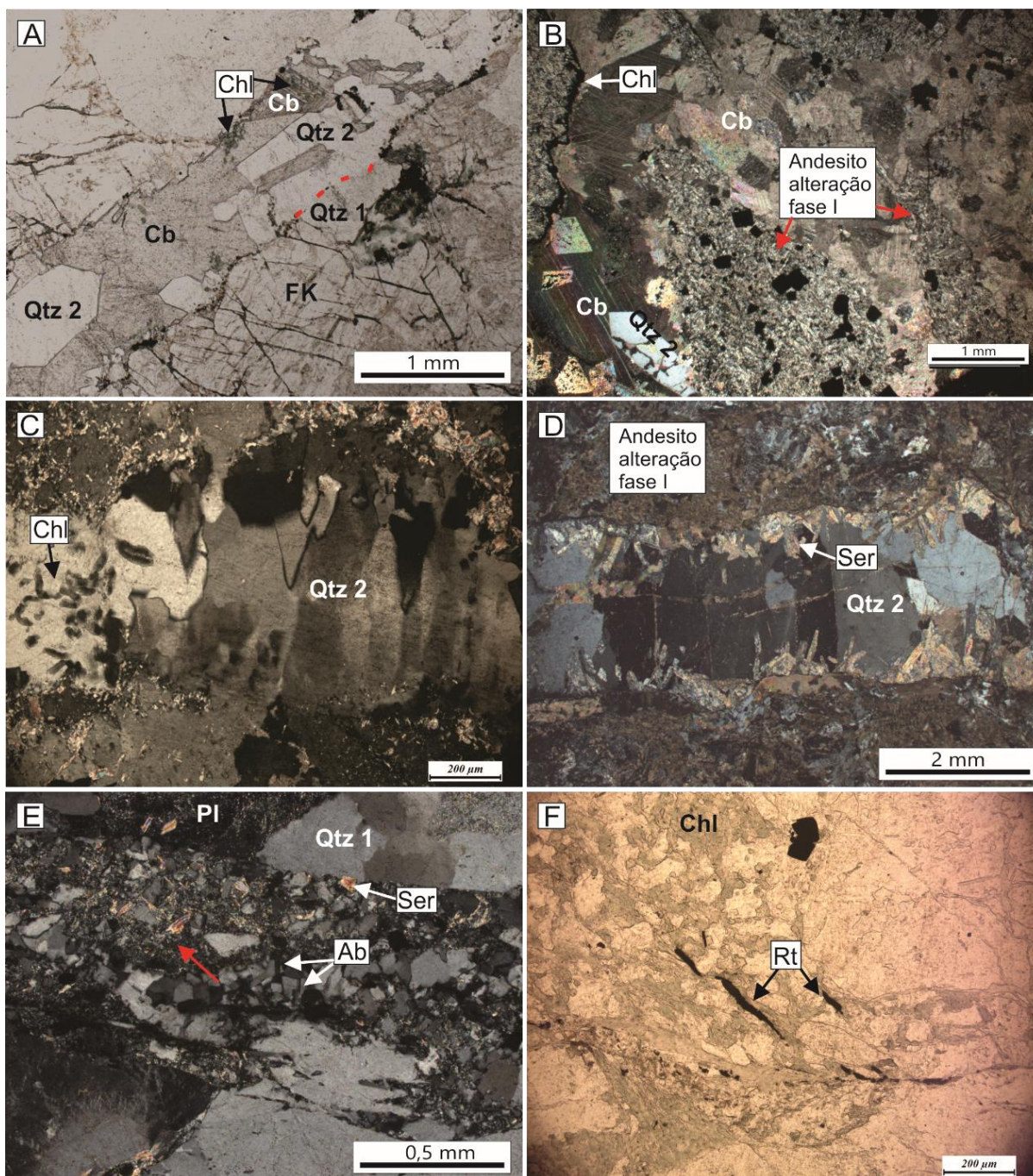


Figura 27 - Fotomicrografias mostrando as estruturas características de M2. **A** - fotomicrografia com nicois paralelos mostrando veio de quartzo do tipo tensional, marcado pela cristalização de quartzo euédrico. O carbonato e a clorita integram a paragênese destes veios. Notar que a linha tracejada em vermelho marca o limite entre o quartzo ígneo (Qtz1) e o quartzo hidrotermal (Qtz2). **B** - fotomicrografia com nicois cruzados mostrando uma fratura tensional em meio ao andesito. Notar que o andesito está sericitizado e com pirita disseminada (M1) e cortado por uma vênula da fase II preenchida por carbonato e cristais piramidais de quartzo; **C** e **D** - veios de quartzo “em pente” (*comb quartz*), cortando o granito, em C, e cortando o andesito hidrotermalizado, em D; **E** - zona com recrystalização de quartzo ao longo de planos de cisalhamento. Notar a presença de finos cristais de albita, os quais ajudam a identificar a que fase hidrotermal à qual o quartzo se associa, tendo em vista as paragêneses distintas de M1 e M2. Notar a presença de fragmentos sericitizados, indicados pela seta vermelha, que também auxiliam na definição da cronologia dos eventos, já que as microfraturas com muscovita fina caracterizam M1. **F** - brecha com matriz de clorita na qual cristais de rutilo estão orientados segundo a deformação. Ab – albita; Cb – carbonato; Chl – clorita; Ser – mica branca fina; Qtz – quartzo; Rt - rutilo

Nas lâminas orientadas observam-se feições de deformação e orientações similares às observadas em afloramento. Há veios de quartzo que cortam brechas do tipo I, orientados N100-110°E (Figura 28A), i.e. direção do corredor tectônico limitados pela falhas transcorrentes, e veios orientados N50-60°E (Figura 29), cuja direção corresponde à dos veios extensionais. Nestes veios, cristais de quartzo alongados (Figura 28B) sugerem uma cinemática sinistral. Cristais de quartzo deformados formando estruturas sigmoidais também sugerem uma cinemática sinistral (Figura 28C). Veios preenchendo estruturas em *pull apart* indicando movimentos em falha normal (Figura 30) também são frequentes e sempre associados a cinemática sinistral.

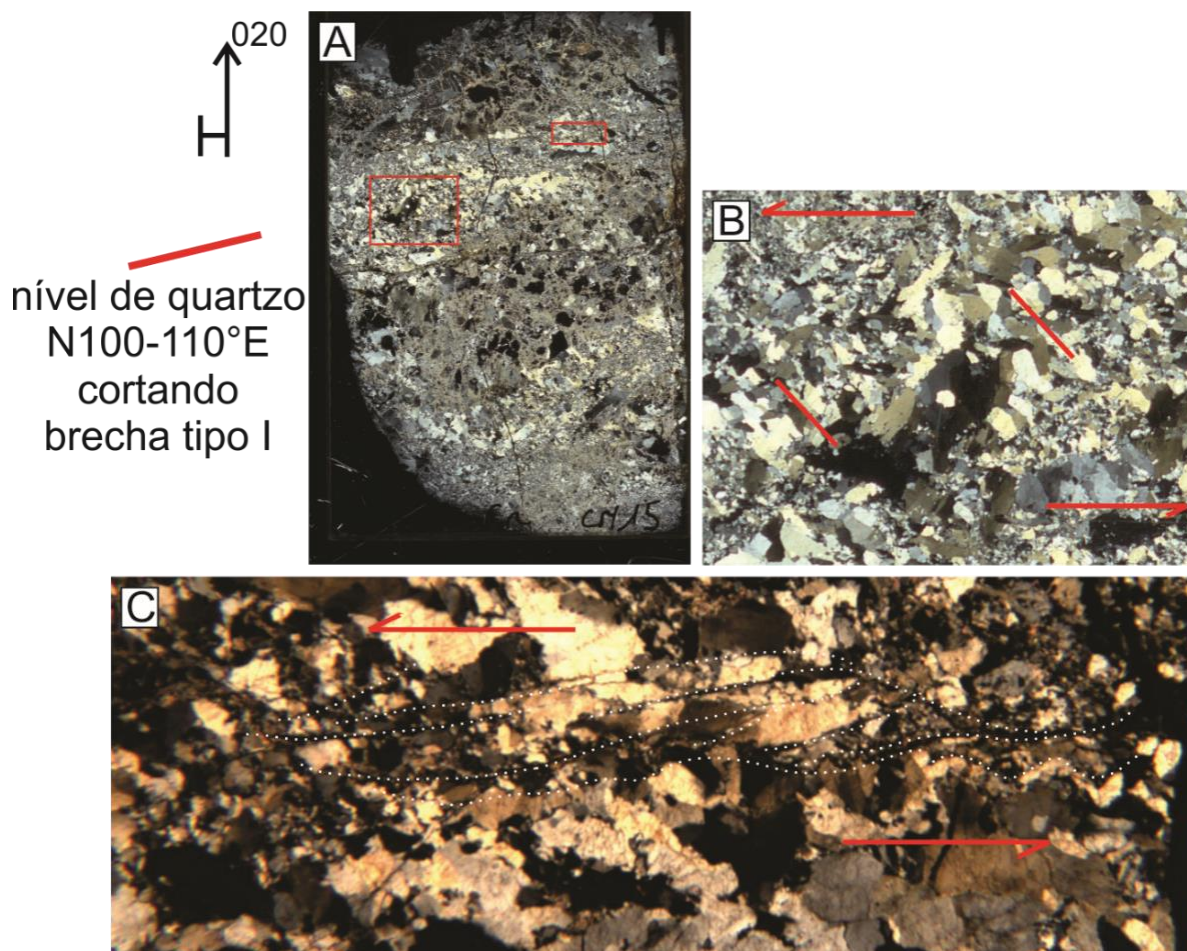


Figura 28 - Fotomicrografias com nicois cruzados mostrando nível de quartzo cortando brecha do tipo I. **A** - fotomicrografia mostrando a lamina toda, notar zona de quartzo com direção N100-110°E cortando níveis de brecha tipo I; **B** - detalhe do nível de quartzo mostrando cristais orientados de acordo com a direção do cisalhamento sinistro; **C** - detalhe do quartzo mostrando cristais deformados formando uma espécie de sigmoide também indicando movimento sinistral.

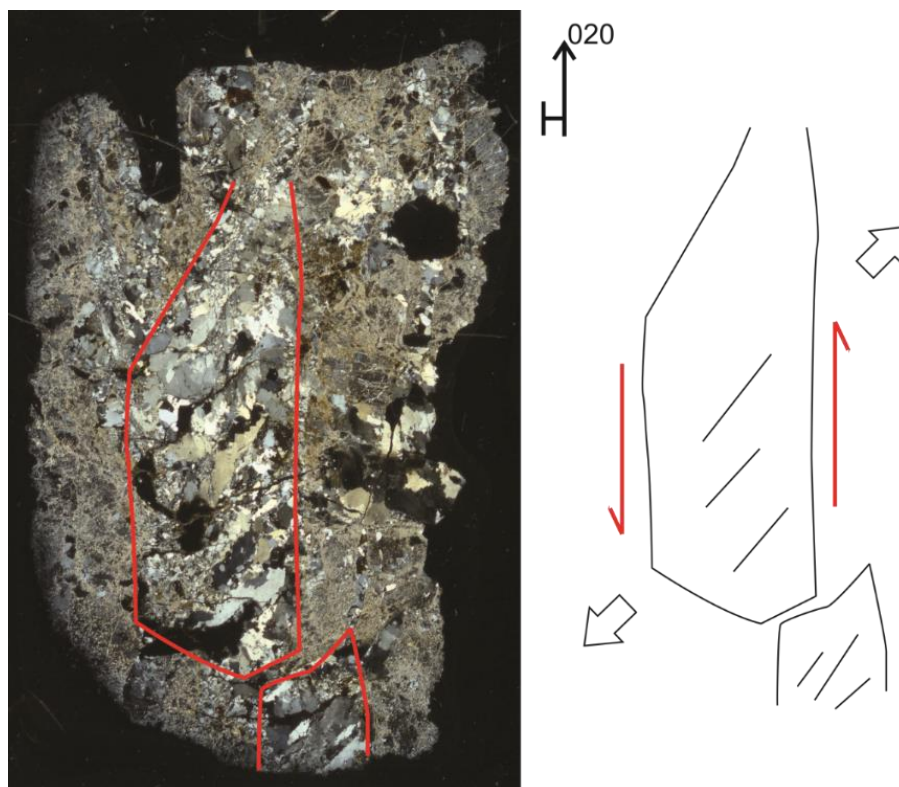


Figura 29 - Fotomicrografia com nicois cruzados mostrando um veio de quartzo com direção N50-60°E em meio a brecha do tipo I. Os cristais de quartzo são obliquo em relação ao veio de direção N-S e a direção de alongamento dos cristais indica uma cinemática sinistral durante a cristalização do veio.

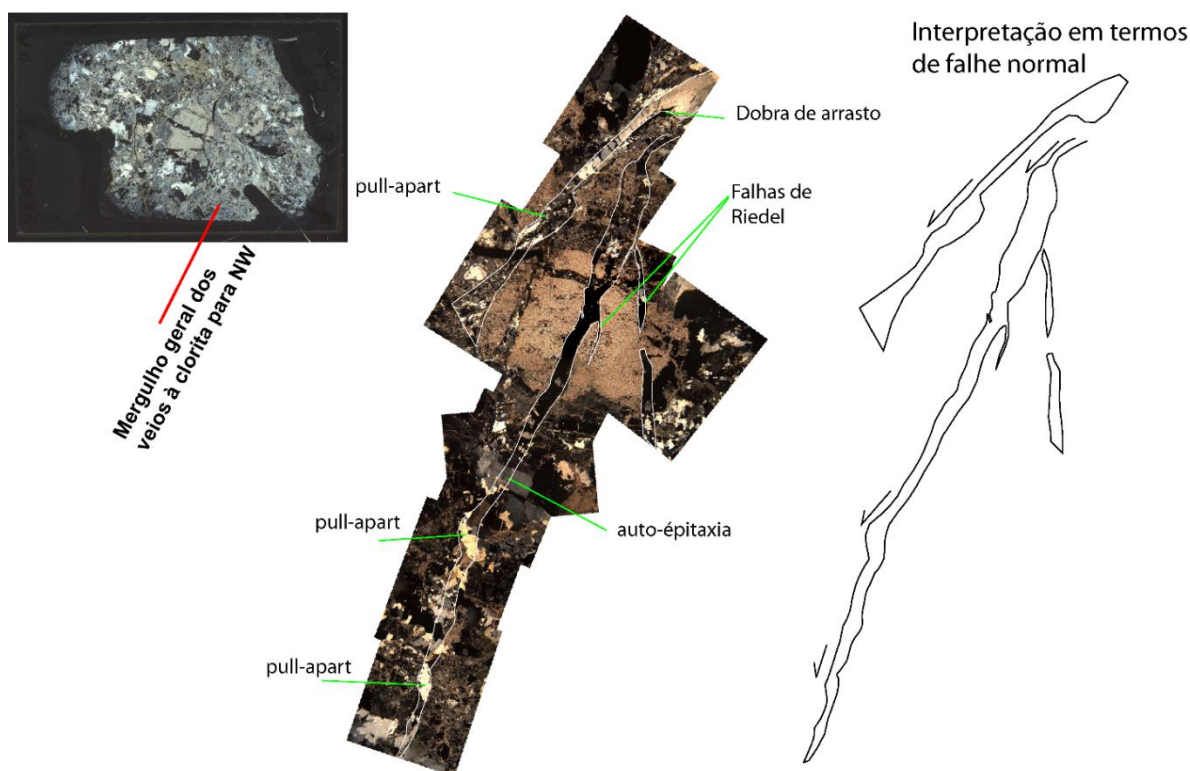


Figura 30 - Veio de quartzo cortando brecha tipo I, mostrando diversas estruturas em *pull apart* ao longo da extensão do veio. Essas estruturas, por sua geometria, sugerem movimentos em falha normal para sua formação.

Nesta escala de observação, as vênulas que aparentam estar interrompidas por cristais de quartzo, revelam um limite tênue, porém observável, entre quartzo interno e externo à vênula, o qual é definido por um contraste na limpidez entre ambos (Figura 27A). O quartzo interno à vênula apresenta-se mais límpido que o da encaixante e ambos estão em continuidade ótica. Este fenômeno é descrito na bibliografia como crescimento autoepitaxial e foi observado também em cristais de plagioclásio e de albita. O plagioclásio turvo devido a alteração sericítica, quando atravessado por vênulas de quartzo cristaliza albita hidrotermal, mas em continuidade ótica com a estrutura do feldspato encaixante (Figura 33A e B).

Nos andesitos e mais raramente nas brechas tipo I do granito TCZ são observadas sombras de pressão definidas pela cristalização de clorita e galena nas bordas de cristais de pirita (Figura 31). Como este último sulfeto integra as paragêneses das duas fases de mineralização é difícil definir se foi cristalizado durante M1 e atuou como um objeto rígido durante M2, ou se cristalizou e foi deformado durante M2. Na Figura 31A e B observam-se sombras de pressão bordejando cristais de pirita em uma brecha do tipo I e cristais disseminados na matriz de alteração do andesito, respectivamente. A hipótese de que os cristais de pirita tenham sido cristalizados durante M1 não pode ser desconsiderada, contudo a intensa venulação resultante de M2, em ambas as amostras, dificulta a determinação relativa da época em que estes sulfetos se cristalizaram. O mesmo raciocínio pode ser aplicado aos veios de sulfeto maciços apresentados no item 6.2.2.

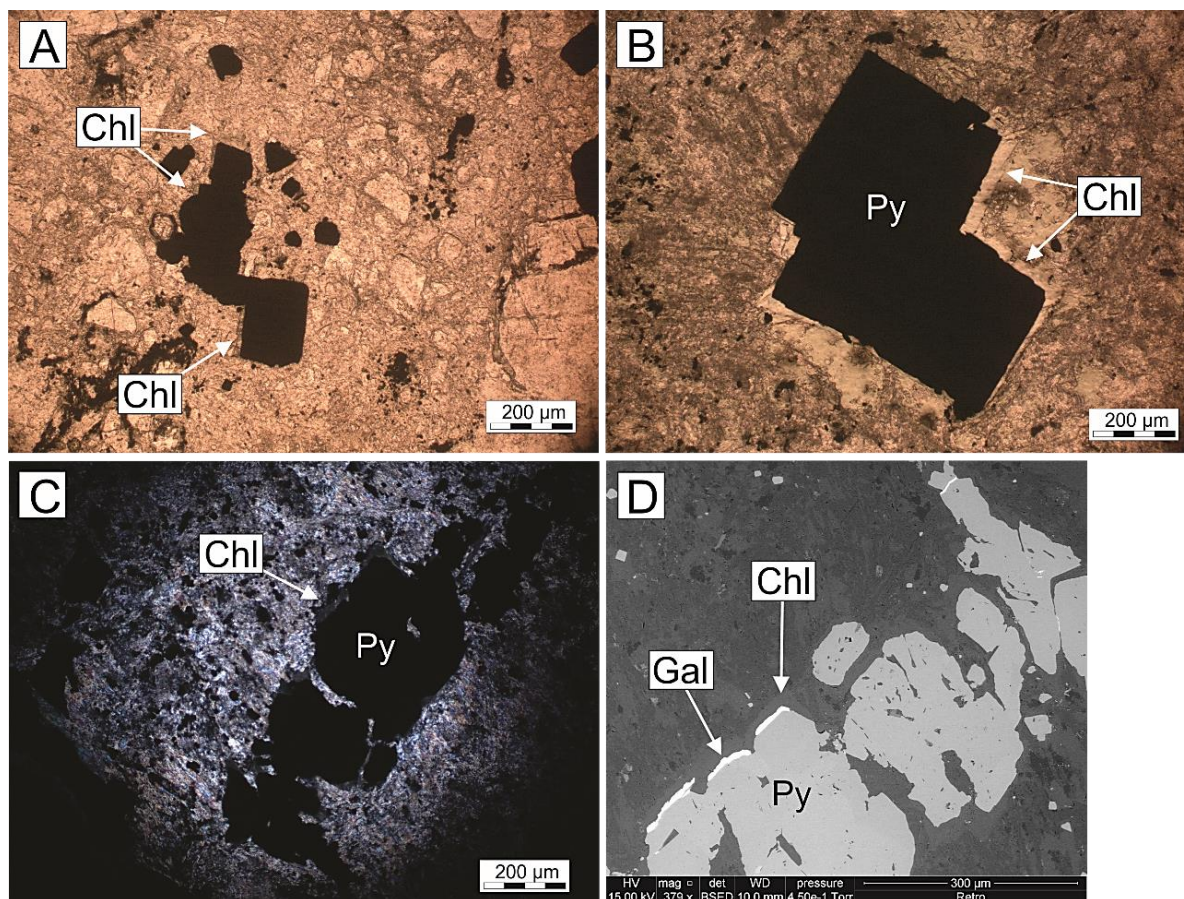


Figura 31 - **A e B** - Fotomicrografias com nicóis paralelos mostrando cristais euédricos de pirita que exibem sombras de pressão realçadas pela cristalização de clorita; **C** - fotomicrografia com nicóis cruzados mostrando cristais pirita subédrica a anédrica com clorita em sombras de pressão; **D** - imagem de elétrons retroespalhados (BSE) obtida em MEV realçando a presença da galena junto à clorita da fotomicrografia C. Chl – clorita; Gal – galena; Py – pirita.

6.2.1. Minerais hidrotermais

A *clorita* nos veios e brechas associados a M2 tem hábito vermiforme (Figura 27C) e no diagrama de Bailey (1988) ocupa os domínios do clinocloro e da chamosita (Figura 32) – $(\text{Si}_{5,21}\text{Al}_{2,79}) (\text{Fe}^{2+}_{4,31}\text{Mg}_{4,23}\text{Al}_{1,76}\text{Mn}_{0,08}) \text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$. Há micro-inclusões de carbonato e quartzo na clorita e vice-versa, sugerindo que estes minerais constituem uma paragênese. A clorita observada nos andesitos, cristalizada em sombra de pressão junto a cristais de pirita, apresenta a composição $(\text{Si}_{5,33}\text{Al}_{2,67}) (\text{Fe}^{2+}_{3,39}\text{Mg}_{4,69}\text{Al}_{1,72}\text{Mn}_{0,06}) \text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$, relativamente mais magnesiânica, que a classifica como clinocloro (Figura 32).

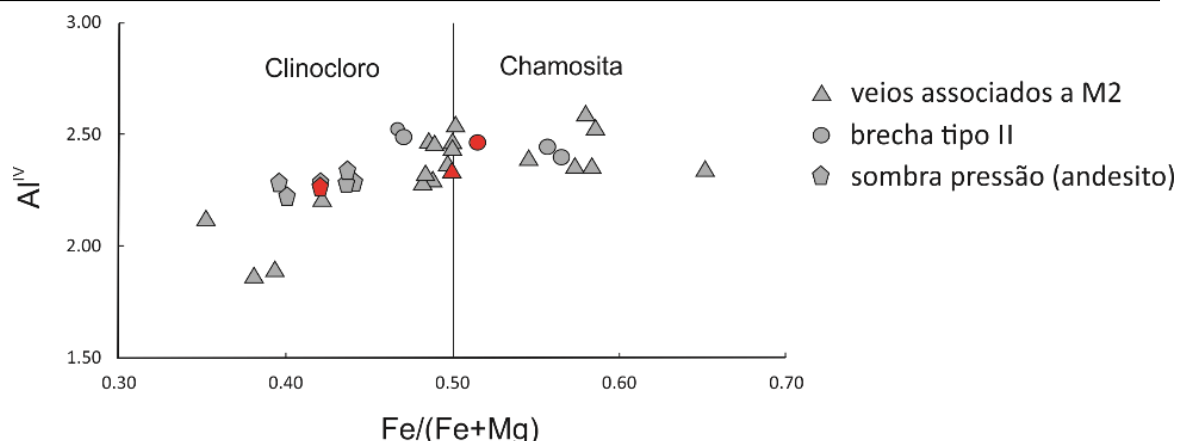


Figura 32 – Diagrama Fe/(Fe+Mg) vs. Al^{IV} (Bailey, 1988) para classificação de cloritas. Os símbolos em vermelho representam a composição média dos cristais analisados.

A composição química da clorita foi usada (Tabela 5) para estimar a temperatura dos fluidos hidrotermais, aplicando as equações propostas por Cathelineau (1988):

$$T(^{\circ}\text{C}) = - 61,92 + 321,98 (\text{Al}^{\text{IV}}) \quad (1)$$

e por Kranidiotis e McLean (1987):

$$T (^{\circ}\text{C}) 106 (\text{Al}^{\text{IV}}) + 18 \quad (2)$$

Para aplicação do geotermômetro proposto por Kranidiotis e McLean (1987) os valores de Al^{IV} na fórmula 2 foram substituídos por Al^{IV} + 0,7 Fe/(Fe+Mg) (Kranidiotis e McLean, 1987), para compensar as variações na razão Fe/(Fe+Mg). As temperaturas estimadas variaram entre 248 e 385°C, sendo relativamente mais baixas para os cristais de clinocloro, presentes no andesito (i.e. nas sombras de pressão), que para os cristais de chamosita presentes no veios, vênulas e brechas que cortam o granito TCZ. As temperaturas estimadas foram de 10 a 15% mais elevadas aplicando o geotermômetro proposto por Cathelineau (1988). Os valores mínimos, máximos e médios para as cloritas analisadas encontram-se na Tabela 4 e os valores individuais para cada cristal encontram-se na Tabela 5.

Tabela 4 - Valores de temperatura mínimo, máximo e médio estimados para os cristais de cloritas cristalizados em diferentes estruturas associadas a M2.

Tipo de clorita	Veios e vênulas		Brechas tipo II		Sombra de pressão	
	1	2	1	2	1	2
Mínimo	268,2	243,2	346,6	299,6	325,6	282,6
Máximo	384,8	334,7	375,6	320,4	344,3	297,5
Média	343,6	301,7	361,7	315,6	334,8	290,2

1 – Cálculos feitos com base no geotermômetro proposto por Cathelineau (1988); 2 - cálculos feitos com base no geotermômetro proposto por Kranidiotis e McLean (1987).

Tabela 5 - Análise química de cristais de clorita associados a M2.

Amostra	135-2		85-3				94- 8G		107-25				105-11		140-1				105-7b			
Estrutura	Veios e vênulas cortando brecha tipo I										Veios e vênulas cortando granito brecha tipo II										veio cortando andesito	
SiO2	26,43	26,47	26,29	27,30	26,18	26,99	27,30	27,36	25,15	25,30	26,50	25,81	26,63	26,53	25,53	25,67	23,27	28,78	27,80	27,95	30,47	
TiO2	0,05	0,05	0,06	0,07	0,06	0,09	0,09	0,07	0,05	0,00	0,12	0,05	0,06	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	
Al2O3	20,36	19,86	20,42	20,14	20,27	19,75	19,77	19,84	20,77	20,79	20,56	20,91	21,20	21,04	19,22	18,49	17,96	18,23	18,98	19,95	17,20	
FeO	28,66	29,63	26,03	25,32	25,82	26,30	25,56	25,19	29,44	29,04	24,74	25,91	25,30	25,33	27,36	33,03	34,36	19,75	21,98	21,53	20,87	
MnO	0,32	0,32	0,45	0,49	0,45	0,45	0,49	0,48	0,49	0,52	0,28	0,35	0,38	0,33	0,52	0,28	0,30	0,24	1,75	0,42	0,40	
MgO	11,96	11,87	14,62	15,14	14,52	14,69	15,09	15,17	11,97	11,53	14,05	14,43	14,88	15,01	12,76	9,92	8,30	20,39	16,90	17,46	19,02	
CaO	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,07	0,00	0,00	0,06	0,05	0,12	0,00	0,00	0,14	0,06	
Na2O	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	
K2O	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	0,04	0,12	
Soma	87,98	88,28	87,88	88,47	87,31	88,31	88,29	88,12	87,86	87,18	86,51	87,53	88,45	88,31	85,46	87,55	84,46	87,39	87,41	87,49	88,47	
Total	87,41	88,40	88,09	88,96	96,16	96,70	97,23	97,76	87,21	87,72	101,50	102,57	103,10	98,30	98,83	88,04	88,51	95,10	95,63	99,37	99,90	
Calculo da fórmula estrutural feita com base em 28 oxigênios																						
Si	5,64	5,65	5,55	5,68	5,56	5,67	5,71	5,72	5,42	5,48	5,64	5,47	5,54	5,54	5,61	5,67	6,11	5,89	5,80	5,76	6,14	
Al ^{IV}	2,36	2,35	2,45	2,32	2,44	2,33	2,29	2,28	2,58	2,52	2,36	2,53	2,46	2,46	2,39	2,33	1,89	2,11	2,20	2,24	1,86	
Al ^{VI}	2,76	2,64	2,62	2,63	2,63	2,56	2,58	2,60	2,69	2,79	2,79	2,69	2,75	2,71	2,59	2,47	2,20	2,28	2,47	2,62	2,23	
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	
Fe ²⁺	5,12	5,29	4,59	4,41	4,58	4,62	4,47	4,40	5,30	5,26	4,40	4,59	4,41	4,42	5,03	6,10	3,74	3,38	3,83	3,71	3,52	
Mn	0,06	0,06	0,08	0,09	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,10	0,05	0,06	0,07	0,06	0,10	0,05	0,06	0,04	0,31	0,07	0,07	
Mg	3,81	3,77	4,60	4,70	4,59	4,60	4,70	4,73	3,85	3,72	4,46	4,56	4,62	4,67	4,18	3,26	5,76	6,22	5,26	5,37	5,72	
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	
Na	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
K	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	
OH	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	
Fe/(Fe+Mg)	0,57	0,58	0,50	0,48	0,50	0,50	0,49	0,48	0,58	0,59	0,50	0,50	0,49	0,49	0,55	0,65	0,39	0,35	0,42	0,41	0,38	
Σ _{VI}	11,82	11,79	11,90	11,83	11,90	11,88	11,85	11,83	11,94	11,87	11,79	11,92	11,85	11,87	11,90	11,92	11,82	11,92	11,87	11,82	11,63	
Vacância	0,18	0,21	0,10	0,17	0,10	0,12	0,15	0,17	0,06	0,13	0,21	0,08	0,15	0,13	0,10	0,08	0,18	0,08	0,13	0,18	0,37	
T _{cathelineau- 1988}	348,5	348,0	364,0	341,8	362,3	344,3	338,4	336,5	384,8	374,7	349,4	376,9	364,5	365,7	354,0	344,9	272,6	309,4	323,3	328,9	268,1	
T _{Kranitiodis&McLean-1987}	310,4	310,8	315,1	299,3	314,0	302,3	297,4	295,7	334,7	328,6	305,3	323,8	314,6	315,2	312,0	313,8	247,1	268,2	282,6	285,3	243,2	

Amostra	105-	105-	17-3	17-3	135-2	135-2	10-3	10-3	140-1	105-	105-	105-	105-	105-	105-
Estrutura	chl matriz	chl matriz		chl brecha II			chl associada a Au				chl em pressão na py				
SiO ₂	26,59	26,90	25,87	26,05	26,64	25,82	26,44	27,74	25,18	28,00	27,84	27,31	27,05	27,40	27,17
TiO ₂	0,06	0,08	0,05	0,06	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,42	20,17	20,49	20,37	21,43	20,49	20,00	19,61	19,45	19,63	19,52	19,42	19,74	20,05	20,30
FeO	23,11	23,37	24,55	24,69	28,22	27,92	27,39	24,93	32,78	21,39	21,22	21,96	22,70	22,61	22,80
MnO	0,36	0,33	0,43	0,41	0,23	0,33	0,65	0,32	0,34	0,43	0,34	0,43	0,41	0,45	0,35
MgO	16,33	16,12	15,69	15,55	12,16	12,44	14,22	17,41	9,46	18,27	17,77	17,01	16,11	16,35	16,45
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,07	0,07
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,07	0,06	0,04	0,00	0,05	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00
Soma	86,88	86,96	87,08	87,14	88,80	87,13	88,89	90,15	87,21	87,76	86,73	86,24	86,06	86,93	87,16
Total	90,27	88,74	94,56	94,03	84,51	87,62	87,96	87,24	86,61	89,23	103,6	104,1	88,28	87,67	92,96
Calculo da fórmula estrutural feita com base em 28 oxigênios															
Si	5,58	5,64	5,47	5,51	5,60	5,55	5,56	5,65	5,57	5,72	5,79	5,74	5,72	5,73	5,67
Al ^{IV}	2,42	2,36	2,53	2,49	2,40	2,45	2,44	2,35	2,43	2,28	2,21	2,26	2,28	2,27	2,33
Al ^{VI}	2,64	2,63	2,58	2,59	2,91	2,75	2,52	2,37	2,64	2,45	2,56	2,56	2,64	2,66	2,66
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe ²⁺	4,06	4,10	4,34	4,37	4,96	5,02	4,82	4,25	6,07	3,66	3,69	3,86	4,01	3,95	3,98
Mn	0,06	0,06	0,08	0,07	0,04	0,06	0,12	0,06	0,06	0,07	0,06	0,08	0,07	0,08	0,06
Mg	5,11	5,04	4,95	4,90	3,81	3,99	4,46	5,29	3,12	5,57	5,51	5,33	5,08	5,09	5,12
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
OH	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
Fe/(Fe+Mg)	0,44	0,45	0,47	0,47	0,57	0,56	0,52	0,45	0,66	0,40	0,40	0,42	0,44	0,44	0,44
Σ _{VI}	11,88	11,85	11,96	11,94	11,76	11,85	11,98	12,01	11,89	11,76	11,83	11,86	11,81	11,81	11,83
Vacância	0,12	0,15	0,04	0,06	0,24	0,15	0,02	-0,01	0,11	0,24	0,17	0,14	0,19	0,19	0,17
T _{cathelineau- 1988}	358,1	348,3	375,7	370,0	355,4	362,9	361,2	346,6	360,0	335,5	325,6	332,3	336,0	335,2	344,3
T _{Kranitoidis&McLean-1987}	307,0	301,0	320,4	317,0	314,3	318,7	314,7	299,6	324,4	288,7	282,6	288,3	292,4	291,5	297,5

O carbonato ocorre como cristais anédricos a subédricos, não raro com deformações das macla e inclusões de clorita vermiforme (Figura 33C). O carbonato presente nos veios e vênulas foi analisado e classificado como calcita (Tabela 6), com fórmula estrutural média $\text{Ca}_{(1,92)}(\text{Mg}_{0,02}\text{Fe}_{0,02}\text{Mn}_{0,04})(\text{CO}_3)_2$. A exceção é o carbonato presente em vênulas que cortam brechas tipo I, classificado como ankerita, com fórmula estrutural média $\text{Ca}_{(0,98)}(\text{Mg}_{0,50}\text{Fe}_{0,42}\text{Mn}_{0,09})(\text{CO}_3)_2$. Nos veios e vênulas representativos de M2 a calcita apresenta com frequência textura em pequenos e grandes triângulos (Taylor, 1992; Figura 33C e D), sugerindo uma cristalização tardia em relação aos demais minerais.

Tabela 6 - Análise química de cristais de carbonato associados a M2.

Amostra	135-2		10-3	104-1	105-11	105-7					140-1		
Estrutura	Veio cortando brecha tipo I		Veios e vênulas cortando granito			Veio cortando andesito			Cavidades no andesito		Brecha tipo II		
SiO ₂	0,14	0,15	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,28	0,00	0,08	0,35
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00
FeO	14,84	14,72	0,18	0,00	0,18	1,77	0,44	1,14	1,74	0,96	0,21	0,43	0,21
MnO	2,96	2,99	1,84	1,53	1,10	2,17	1,44	1,27	1,92	1,95	0,96	1,28	0,70
MgO	10,07	9,90	0,00	0,00	0,00	0,71	0,14	0,24	0,68	0,50	0,49	0,54	0,07
CaO	27,16	27,22	53,55	54,25	54,86	47,03	54,19	51,61	51,80	51,25	58,13	56,82	54,82
Na ₂ O	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	55,26	54,99	55,57	55,96	56,16	52,16	56,21	54,47	56,14	56,17	59,79	59,15	56,15
Cálculo da fórmula estrutural com base em 6 oxigênios													
Fe ²⁺	0,42	0,41	0,01	0,00	0,00	0,05	0,01	0,03	0,05	0,03	0,01	0,01	0,01
Mn	0,08	0,09	0,05	0,04	0,03	0,06	0,04	0,04	0,05	0,06	0,03	0,03	0,02
Mg	0,50	0,50	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,00
Ca	0,98	0,98	1,93	1,94	1,96	1,78	1,93	1,89	1,85	1,86	1,98	1,96	1,96
Total	1,98	1,98	1,98	1,99	1,99	1,93	1,99	1,97	1,99	1,97	2,04	2,03	1,99

A *albita* hidrotermal pode ser diferenciada do plagioclásio ígneo por se apresentar límpida e por sua geminação polissintética irregular (Figura 33A e B). Em geral, é observada quando um plagioclásio sericitizado é atravessado por uma vênula da fase II de mineralização. Esse fenômeno também pode ser descrito como crescimento epitaxial, sendo a albita hidrotermal cristalizada usando os germes de cristalização externos a vênula, o que explica a continuidade óptica entre os minerais.

Os cristais de *rutilo* apresentam hábito acicular, comprimentos inferiores a 1 mm e espessuras entre 15-40µm. Ocorrem principalmente como inclusão no quartzo (Figura 34A) ou nos interstícios minerais em veios de quartzo (Figura 33D). Cristais orientados ao longo de zonas de cisalhamento associados a brechas tipo II (Figura 27F), preenchendo fraturas

em cristais de pirita (Figura 34B) ou nas bordas de vênulas e brechas do tipo II (Figura 34C) também foram observados.

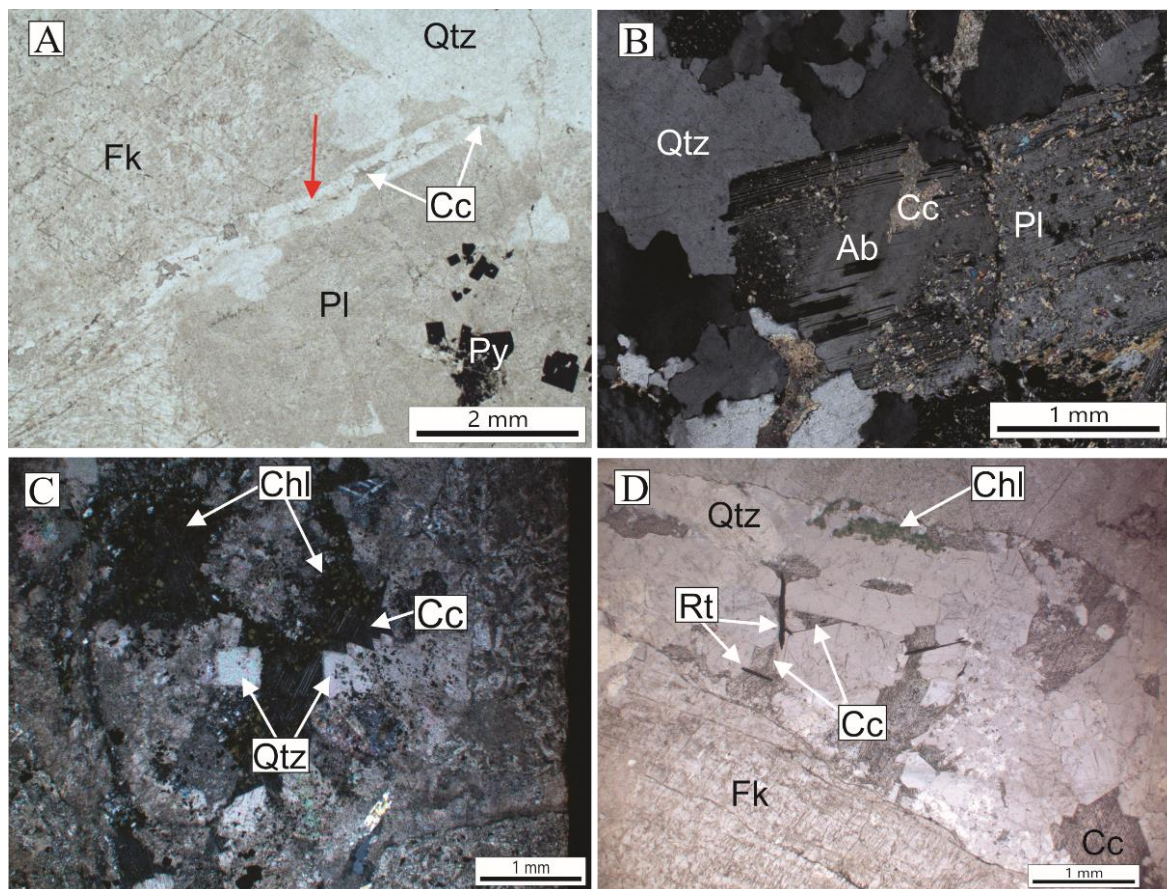


Figura 33 – Fotomicrografias mostrando as formas de ocorrência da calcita e da albita associadas a M2. **A** - fotomicrografia com nicois paralelos mostrando um cristal de plagioclásio sericitizado, cortado por uma vênula de albita e calcita. Notar a limpidez da albita hidrotermal quando comparada ao plagioclásio sericitizado na porção não seccionada pela vênula (seta vermelha); **B** - fotomicrografia com nicois cruzados mostrando um detalhe do processo descrito em A. **C** - fotomicrografia com nicois cruzados mostrando cristais de calcita com inclusões de clorita e com textura de preenchimento em pequenos triângulos. Cavidade preenchida em meio ao andesito hidrotermalizado; **D** - fotomicrografia com nicois paralelos mostrando vênula de quartzo exibindo cristais de calcita com textura de preenchimento em pequenos triângulos, clorita e cristais de rutilo. Ab – albita; Cc – calcita; Fk – feldspato potássico; Pl – plagioclásio; Py – pirita; Qtz – quartzo; Rt – rutilo.

Quando observados em luz refletida, os cristais aciculares são heterogêneos (Figura 34D) e com auxílio de análises de MEV-EDS é possível constatar que as porções centrais são constituídas predominantemente por óxido de cálcio (Figura 35; Tabela 7).

Esses cristais foram analisados pela técnica LA-ICP-MS com a objetivo de datar a segunda fase de mineralização. Os resultados serão apresentados a seguir no item 6.2.3.

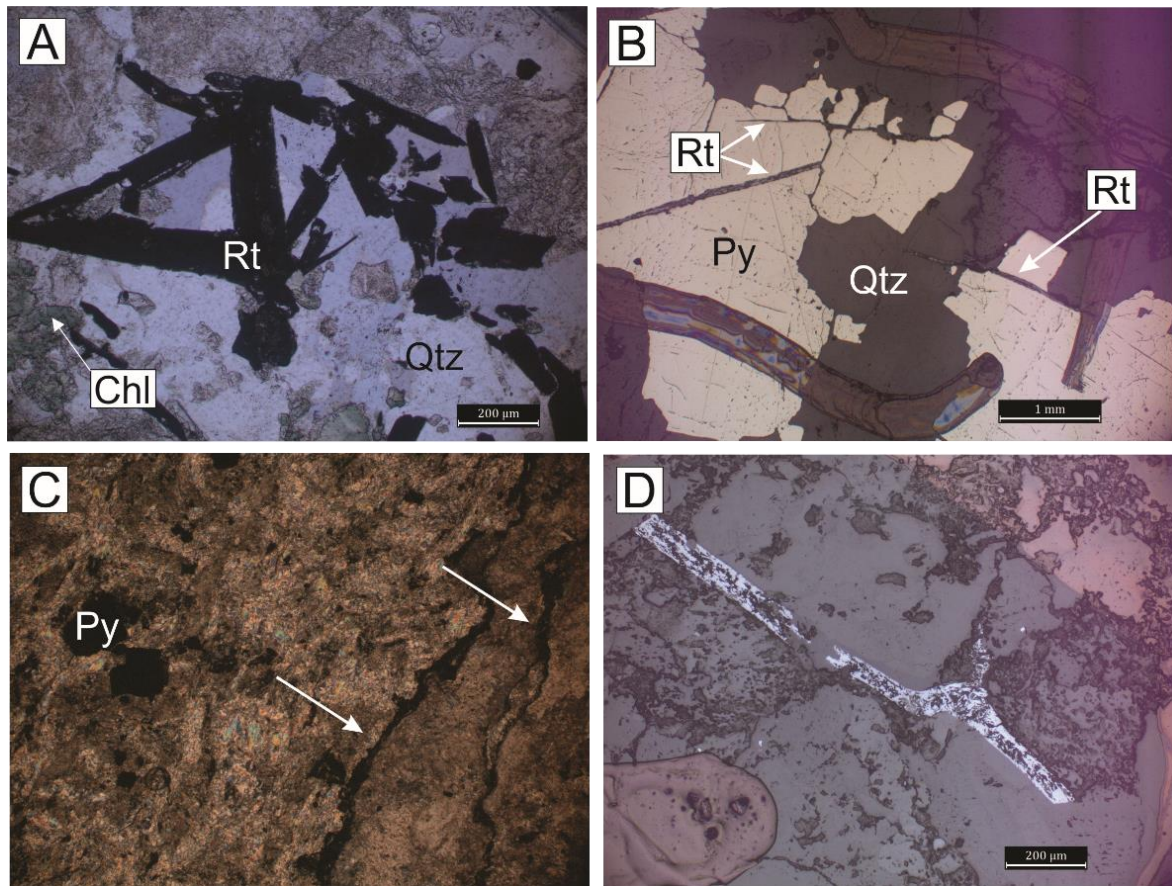


Figura 34 - Fotomicrografias mostrando cristais de rutilo que pertencem a paragênese da fase II de mineralização. **A** - Fotomicrografia com nicois paralelos mostrando cristais de rutilo inclusos no quartzo; **B** - fotomicrografia em luz refletida mostrando cristal de rutilo cristalizado em fratura na pirita; **C** - fotomicrografia com nicois cruzados mostrando cristais de rutilo cristalizados nas bordas de brechas tipo II, em andesito; **D** - fotomicrografia em luz refletida mostrando um cristal de rutilo em veio de quartzo, notar que os cristais são composicionalmente heterogêneos. Chl – clorita; Py – pirita; Rt – rutilo; Qtz - quartzo.

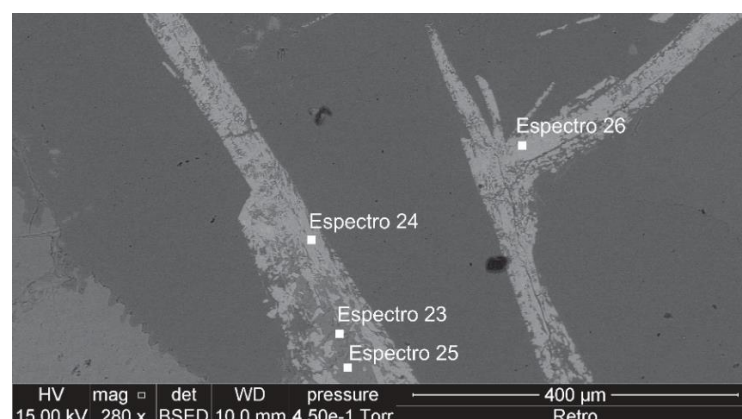


Figura 35 - Imagem de elétrons retroespalhados obtida no MEV para cristais de rutilo com zonas heterogêneas.

Tabela 7 - Composição de cristais de rutilo analisados por EDS. Os valores se referem a porcentagem de massa atômica e os pontos onde cada espectro foi obtido está indicado na Figura 34.

Elemento analisado	Espectro 22	Espectro 24	Espectro 25	Espectro 26
O	53.6	41.41	52.50	44.76
Na	0.27	0.15	0.12	0.24
Al	0.62	0.44	0.72	2.04
Si	8.33	7.83	7.79	11.49
P	0.00	0.09	0.09	0.04
S	0.03	0.00	0.01	0.00
K	0.32	0.18	0.10	0.35
Ca	32.29	0.93	34.47	0.28
Ti	4.02	48.45	3.80	39.98
Zr	0.25	0.00	0.00	0.00
W	0.22	0.52	0.40	0.83
Total	100.00	100.00	100.00	100.00

6.2.2. Estilo da mineralização

A segunda fase de mineralização é restrita espacialmente aos veios, vênulas e brechas tipo II, apresentando uma associação metálica e teores distintos dos observados na primeira fase. Os teores associados a M2 são mais elevados, em geral superiores a 2,5ppm e podem chegar localmente a 70ppm, em veios de sulfeto maciço (Figura 26E). Já a paragênese do minério inclui galena, esfalerita calcopirita, pirita e ouro livre (Figura 26E - G), diferindo, portanto, de M1, à qual apenas a pirita se associa. A galena é o sulfeto mais abundante, ocorrendo em fraturas, cavidades e interstícios minerais nos veios de quartzo e brechas ou, ainda, preenchendo fraturas (Figura 37A - C) preenchendo sombras de pressão (Figura 31) junto a cristais de pirita. A análise em microsonda eletrônica revelou que a galena apresenta ca. 0,2% de prata em sua estrutura. A calcopirita e a esfalerita são menos abundantes e observadas nos veios de quartzo (Figura 26F e G; Figura 37A, D) ou disseminadas na matriz das brechas hidrotermais tipo II. A esfalerita apresenta inclusões de minúsculos cristais de calcopirita (i.e. calcopirita *disease*). Com exceção da pirita, os demais sulfetos apresentam textura de preenchimento em pequenos triângulos (Figura 37B e D). A esfalerita contém entre 0,2 - 0,6% de Cu e 0,2 - 0,8% de Fe em sua composição, como consequência da presença de calcopirita.

Conforme previamente mencionado, é difícil diferenciar as piritas de cada uma das duas fases de mineralização. Quando os cristais estão associados diretamente às microfraturas ou a contatos minerais preenchidos por muscovita fina (Figura 17F), sem que

haja sobreposição da segunda fase de mineralização, pode-se sugerir que a pirita foi cristalizada durante M1. Quando ocorre deformada e com minerais da paragênese de M2 preenchendo as fraturas (Figura 36A, C e D), por vezes com texturas em pente (Figura 36A e D) ou gerando sombras de pressão (Figura 31) é possível considerar que a pirita tenha sido cristalizada durante M1, todavia a possibilidade de cristalização precoce durante M2 não pode ser desconsiderado. Os cristais de pirita que ocorrem nas vênulas de quartzo de M2 são indicativos de sua cristalização contemporânea a esta fase de mineralização. Contudo, nos demais casos não é possível separar as duas fases, já que há sobreposição de M1 e M2, não há variações na composição da pirita, nem tampouco foram identificadas zonas de crescimento que permitam separá-las.

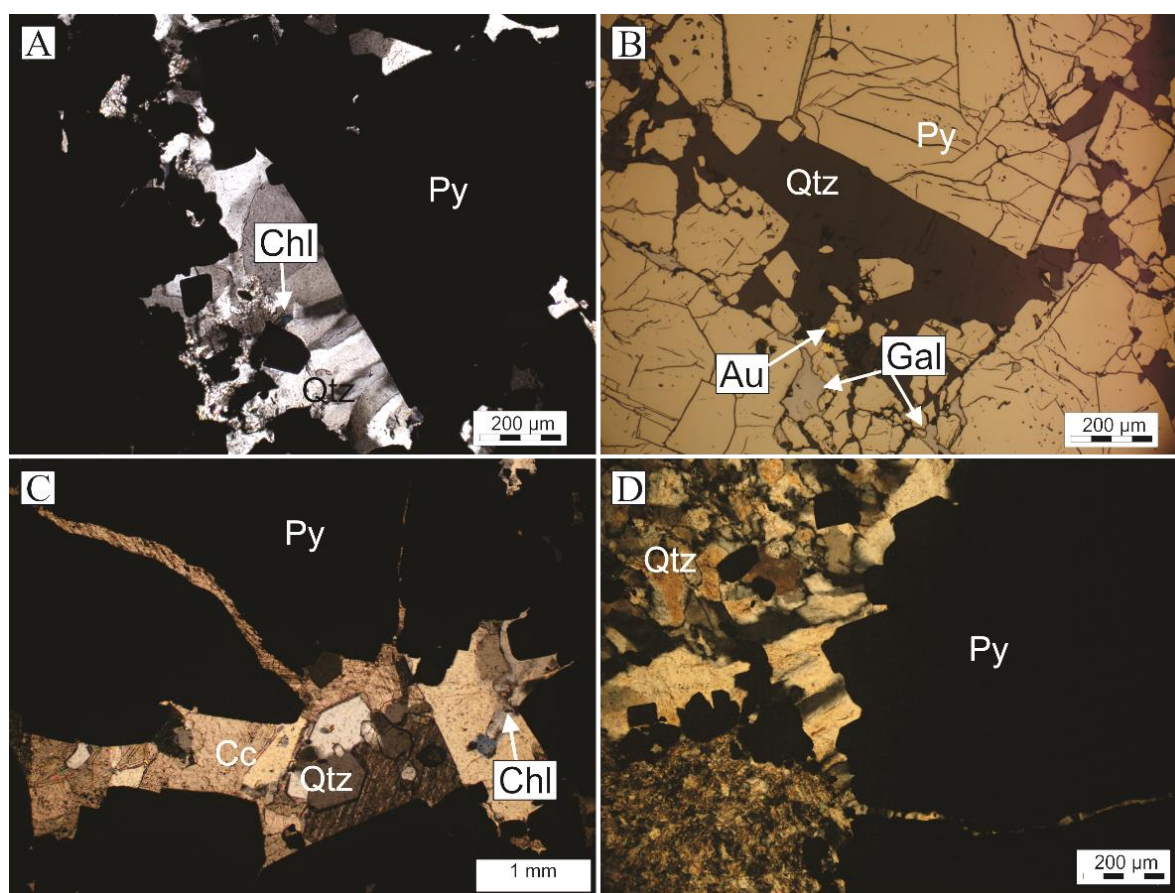


Figura 36 – **A** - Fotomicrografia com nicóis cruzados mostrando cristais de quartzo com textura em pente e de clorita cristalizados em um veio de pirita maciço cortando sienogranito; **B** - mesma fotomicrografia de A, levemente rotacionada, em luz refletida mostrando os cristais de pirita com fraturas preenchidas por galena e ouro. **C** – Fotomicrografia com nicóis cruzados mostrando cristais de quartzo euédricos, clorita e calcita cristalizados em planos de fratura e em meio a cristais de pirita de um veio de pirita maciço que corta sienogranito. **D** – Quartzo com textura em pente em vênulas de quartzo e pirita cortando o dacito sericitizado.

Nesta fase de mineralização (M2) o ouro pode ser identificado a olho nu ou com auxílio da lupa. A cartografia química feita na microsonda eletrônica revelou que o ouro

está diretamente associado aos sulfetos característicos de M2 (Figura 38), principalmente à galena. O ouro tem um estilo predominantemente fissural, está associado espacialmente à galena e ocorre em fraturas nos cristais de pirita (Figura 37C), em microfraturas nos veios quartzo com sulfetos (Figura 37E, F) ou ainda em microcavidades e fissuras em meio minerais silicáticos e nas adjacências das vênulas mineralizadas. Duas populações de cristais de ouro com concentrações distintas de prata foram identificadas com auxílio da microsonda eletrônica, uma apresentando concentrações de prata entre 8-11% e outra entre 15-20%. Essas porcentagens implicam em razões Au/Ag entre 11,3-11,7 e 7,9 e 8,0, respectivamente. Apesar de outros metais não terem sido detectados na estrutura da pirita ou do ouro livre, a análise química em rocha total dos veios de M2 revelam que os teores de ouro na rocha são diretamente proporcionais aos teores de As e Bi, o Mo aparenta ser independente da concentração desse metal e o Sb e Hg não foram detectados.

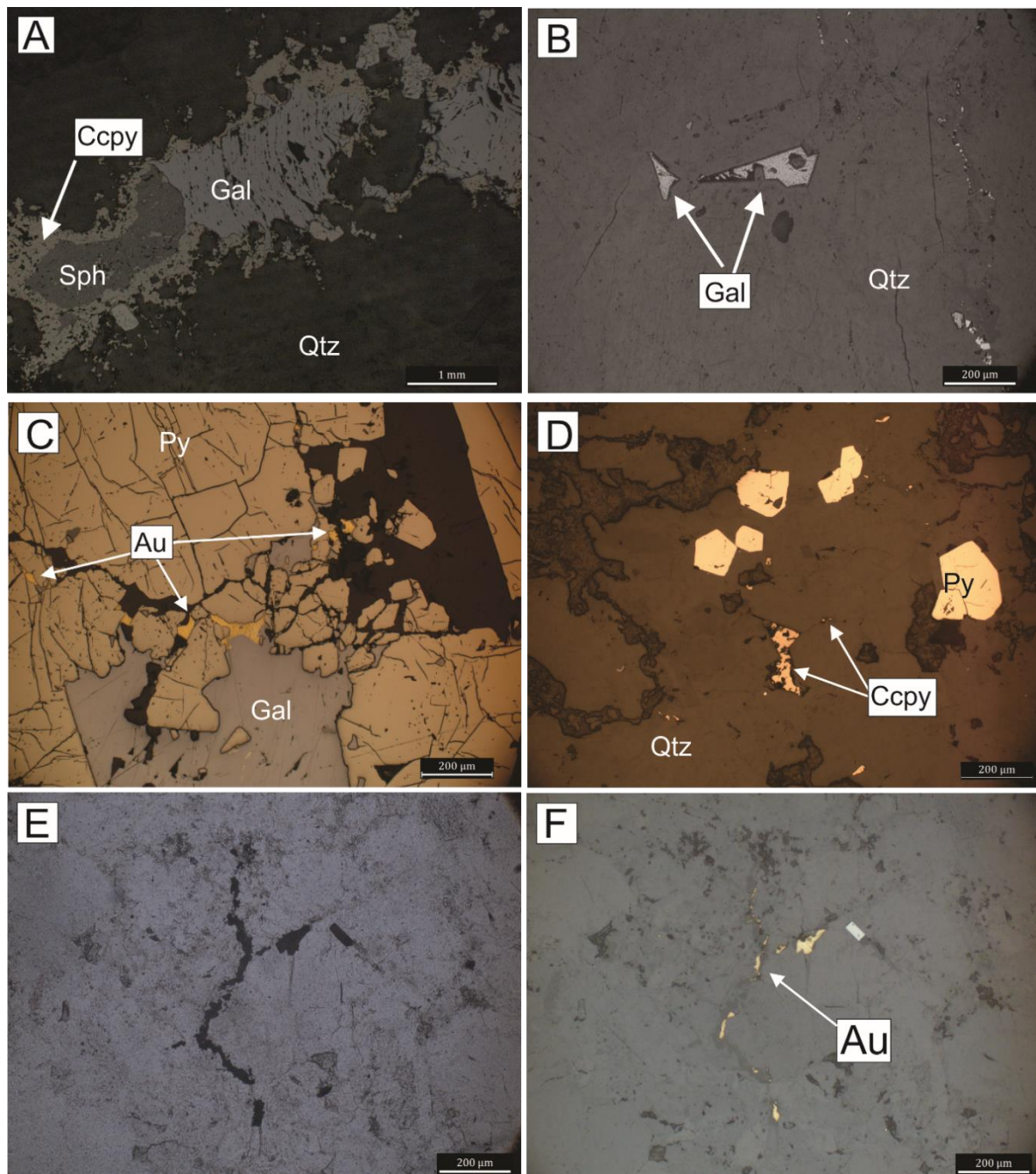


Figura 37 - Fotomicrografias mostrando a forma de ocorrência dos sulfetos em M2. **A** - fotomicrografia em luz refletida mostrando cristais de galena, esfalerita e calcopirita em um veio de quartzo; **B** – fotomicrografia em luz refletida mostrando textura em pequenos triângulos em meio à cristais de quartzo de um veio; **C** – fotomicrografia em luz refletida mostrando galena e ouro preenchendo fraturas em um veio maciço de pirita; **D** – fotomicrografia em luz refletida mostrando cristais de calcopirita e pirita em veio de quartzo. Nota a textura em pequenos triângulos da calcopirita; **E** – fotomicrografia com nicois paralelos mostrando fissura preenchida com ouro em um veio de quartzo; **F** – mesma fotomicrografia mostrada em E, mas em luz refletida. Au – ouro; Ccpy – calcopirita; Gal – galena Py – pirita; Qtz – quartzo; Sph – esfalerita.

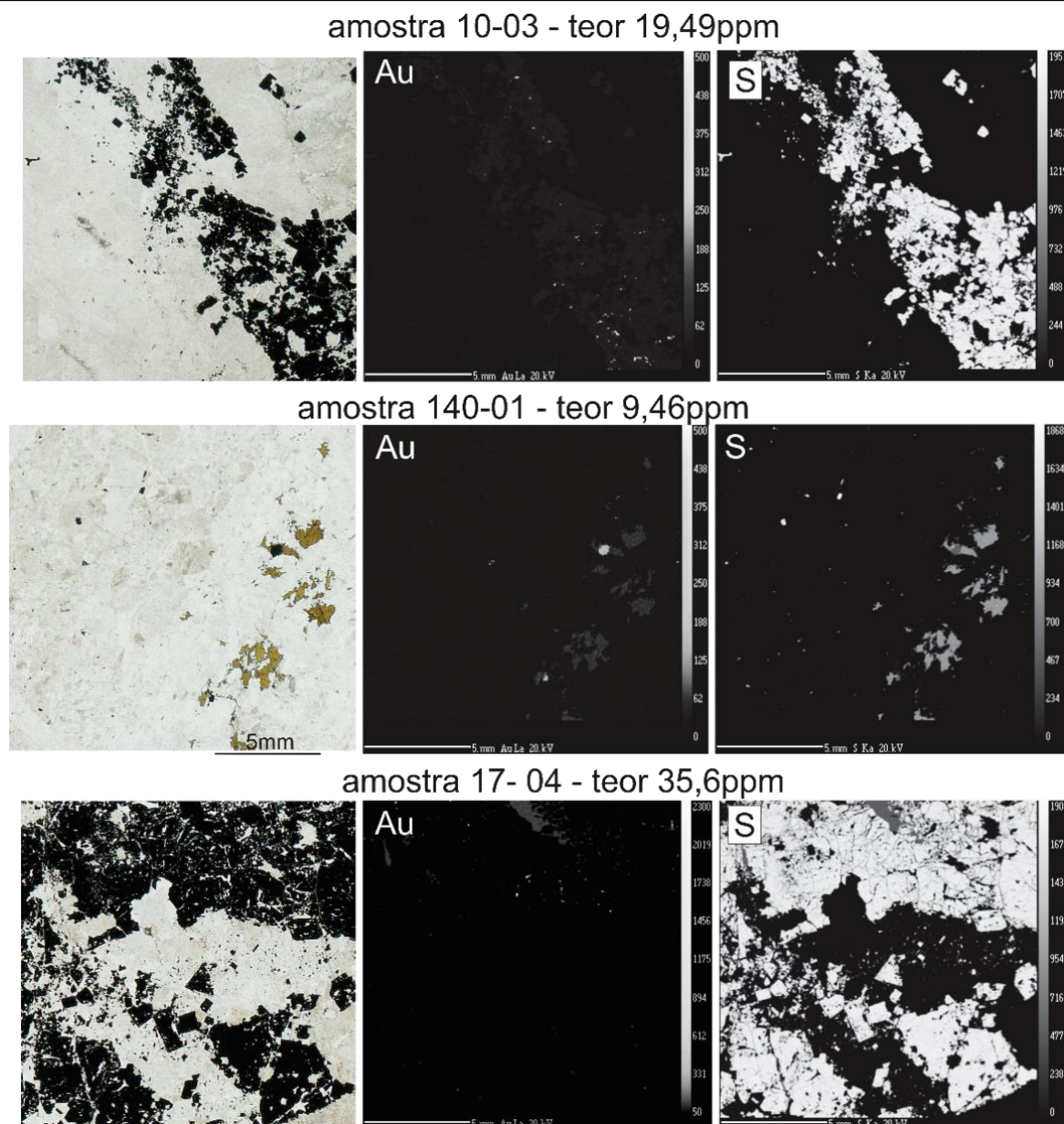


Figura 38 - Imagens das cartografias químicas qualitativas feitas em microsonda eletrônica em diferentes amostras da segunda fase de mineralização (M2), mostrando a resposta para cartografia dos elementos Au e S. As amostras 10-3 e 17-4 são veios de quartzo ricos em pirita e a amostra 140-1 é uma brecha tipo II em aplito. Os pontos com contraste nas imagens para ouro representam cristais de ouro livre. As fotografias à esquerda correspondem a uma imagem scanner com nicois paralelos da porção da lâmina cartografada.

6.2.3. Idade da mineralização

Com o intuito de datar M2 foram selecionados cristais de rutilo, os quais definem juntamente com clorita, quartzo, carbonato e albita a paragénes mineral desta fase. Os

cristais de rutilo foram analisados diretamente sobre as laminas delgadas, ao todo 29 pontos foram analisados pela técnica LA-ICP-MS. As concentrações de chumbo comum nestes minerais é elevada. Para o cálculo da idade, foram excluídos cinco pontos que apresentaram idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ mais jovens e a idade dos demais dados foram calculados usando o diagrama Tera-Wasserburg, (Tabela 15 – Anexo II), obtendo-se um idade de $1023 \pm 430\text{Ma}$. Com um erro tão elevado, a idade obtida foi considerada desprovida de significado geológico e não será utilizada. Desta forma não foi possível datar o segundo evento de mineralização.

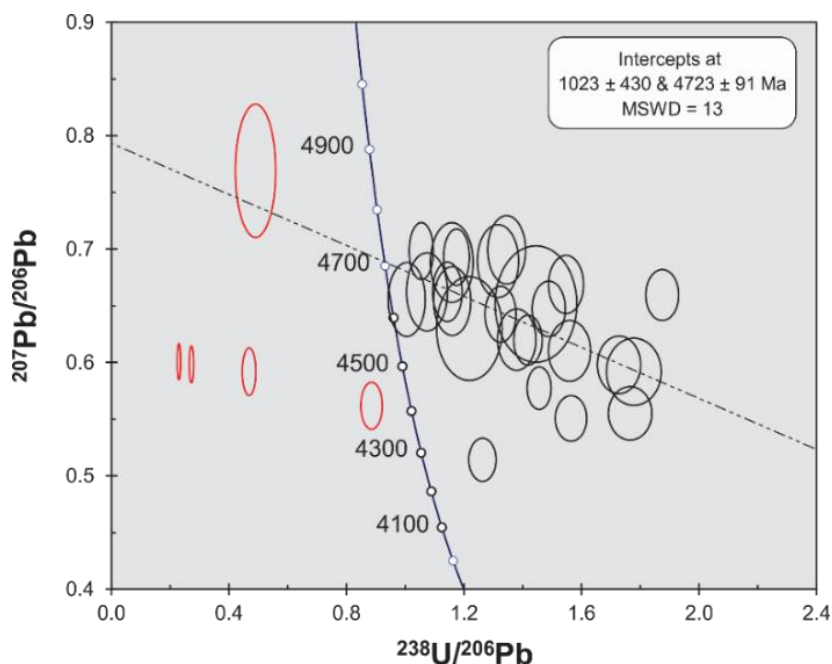


Figura 39 - Diagrama Tera-Wasserburg para os dados U-Pb em rutilo analisados pela técnica LA-ICP-MS. As elipses em vermelho, representam os pontos que foram desconsiderados para o cálculo da idade.

6.3. Isótopos de enxofre

Com o objetivo de compreender melhor a origem do enxofre dos sulfetos que fazem parte das duas fases de mineralização do depósito TCZ, algumas amostras de pirita, galena, esfalerita e calcopirita foram analisadas para obtenção da razão $\delta^{34}\text{S}$, conforme resultados sumarizados na

Tabela 8.

Os valores obtidos para os cristais de pirita das encaixantes, os quais ocorrem principalmente incluídos em titanitas euédricas primárias, apresentam valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre -4,4 e 5,0‰, com um valor médio de 0,3‰ ($n = 3$). Já os sulfetos associados as rochas hidrotermalizadas e mineralizadas apresentaram valores próximos a zero (

Tabela 8). Cristais de galenas (-0,3 ‰; 0,3‰), esfalerita (1,8‰; 1,9‰), calcopirita (2,0‰), e pirita (1,9‰) todos amostrados em veios de quartzo de M2. A média dos valores dessas análises é de 1,27 ‰ ($n=6$). A pirita obtida no veio de pirita maciço analisou um valor de $\delta^{34}\text{S}$ de 3,2‰.

As amostras de pirita coletadas em concentrados de minerais pesados obtidos de diferentes amostras de granito, que contém uma mistura de cristais de pirita originados nas duas fases de mineralização apresentaram valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre 2.9 e 3.9‰, com um valor médio de 3,4‰ ($n=2$). As amostras de pirita obtidas do andesito e do dacito apresentaram valores de $\delta^{34}\text{S}$ de -0,9 e 5,6‰, respectivamente.

Tabela 8 - Resultados das análises de $\delta^{34}\text{S}$ em diferentes sulfetos associados a mineralização no depósito TCZ.

Amostra	Sulfeto	VCDT
Granodiorito (111-1G)	pirita	-4.4
Microgranodiorito (G02-10G)	pirita	5.0
Andesito (G02-4G)	pirita	-0.9
Dacito (100-11G)	pirita	5.6
Monzogranito (94-8G)	pirita	2.9
Monzogranito hidrotermalizado (17-9G)	pirita	3.9
Veio de quartzo – M2 (85-1)	pirita	1.9
Veio de pirita maciço – M2 (17-4)	pirita	3.2
Veio de quartzo – M2 (85-1)	galena	-0.3
Veio de quartzo (141-3)	galena	0.3
Veio de quartzo– M2 (85-1)	esfalerita	1.8
Veio de quartzo – M2 (85-1)	esfalerita	1.9
Veio de quartzo (amostra composta 85-1 e 141-3)	calcopirita	2.0

7. Discussão

7.1. História de cristalização e deformação das rochas do TCZ durante sua colocação e resfriamento.

Os granodioritos que constituem as encaixantes do depósito TCZ não apresentam feições de deformação ou texturas que indiquem uma história de cristalização complexa, controlada por processos tectônicos ou de sub-resfriamento (*undercooling*, i.e diferença de temperatura entre a temperatura na qual o líquido satura com relação a um determinado mineral e a temperatura na qual este mineral nucleia e cristaliza; Candela, 1997). Estas rochas alojadas em profundidades entre 4 – 6Km (geobarômetro da hornblenda – item 5.4.3) se resfriaram com taxas baixas a moderadas, entre 3,6 – 14,7°C (Fig.16). Essas informações são compatíveis com a granulometria fina a média dos minerais primários e com o zoneamento oscilatório do plagioclásio. O grau fraco de alteração hidrotermal dos minerais ígneos e a sericitização do núcleo do plagioclásio indica que a disponibilidade de fluidos foi restrita e mais importante nas fases intermediárias de cristalização da rocha, restringindo a alteração às porções centrais dos cristais. Não há registro de eventos hidrotermais e deformacionais importantes após a cristalização destas rochas.

Diferentemente, o granito TCZ (i.e. granitos s.s., aplitos e pegmatitos) apresenta inúmeros corpos de aplito e pegmatito, texturas gráfica, micrográfica e granofírica, que sugerem que sua cristalização foi controlada por processos de sub-resfriamento (Candela, 1997), a partir de um fundido félsico rico em fluídos (Jahns, 1982, London, 1989, 1992, 2014;). Com relação à tectônica, apesar do granito ter uma geometria alongada, com direção N100°-110°E, semelhante à das falhas que o limitam, feições de deformação submagmática ou de alta temperatura em estado sólido, tais como foliação magmática, quartzo com textura em tabuleiro de xadrez (*chessboard quartz*), fraturas preenchidas por minerais primários, recristalização de feldspato e micas, entre outras (Miller e Patterson, 1994; Tommasi, 1994; Pawley e Collins, 2002; Gloaguen et al., 2014) não são observadas, portanto uma deformação de origem tectônica durante o magmatismo e as fases iniciais de cristalização da rocha é improvável. Os minerais primários registram uma deformação de baixa temperatura em estado sólido, representada pelas torções na malha cristaliza (*kink*

bands) e deformações na maclas no plagioclásio (*deformational twins*), textura em coroas trocadas (*swaped rims texture*), microclinização e exsolução de micropertita no feldspato potássico, além de extinção ondulante no quartzo. Conforme discutido no item 5.5.1, essas feições são geradas por deformações impostas à rocha entre 400-500°C (Passchier e Trouw, 2005). Esta faixa de temperatura é inferior a temperatura do *solidus*, inferior a 650°C, para sistemas haplograníticos (Ab-Or-Qtz-H₂O) cristalizados em pressões inferiores a 5kbar (Johannes, 1984; Kepler, 1989). Ou seja, os processos de deformação registrados pelo granito TCZ são posteriores à cristalização da rocha. A taxa de resfriamento das rochas, após o início do magmatismo granítico variaram de 5,4°C/Ma para o resfriamento das rochas até 550°C a 11°C/Ma para o resfriamento até 320°C, respectivamente (Fig.16). O incremento da taxa entre 550° e 320°C, juntamente com a deformação em estado sólido dos minerais ígneos, pode indicar que a tectônica foi ativa, no mínimo entre 1967 e 1946Ma (i.e. idade argônio da hornblenda e biotita), justificando assim o aumento da taxa nos estágios finais de resfriamento do granito.

A profundidade de colocação do granito TCZ foi estimada de forma indireta, uma vez que este constitui a principal encaixante dos diques de andesito, cujo alojamento foi concomitante a tardio em relação à sua cristalização. Desta forma, a pressão de cristalização máxima de 1,1 kbar, que corresponde a profundidades inferiores a 2km, calculada para o andesito (geotermômetro da hornblenda - item 5.4.3), foi extrapolada para o granito.

Os aplitos e pegmatitos presentes no granito TCZ por estarem contidos, sobretudo, dentro do granito e por seus contatos definidos por transições granulométricas e sem mudança na assembleia mineral foram considerados geneticamente relacionados ao magmatismo granítico. De acordo com London (2014), tais pegmatitos são classificados como pegmatitos comuns (i.e. assembleia mineral com composição mínima ou próxima do eutético dos granitos). Com base em estudos experimentais, Jahns (1982) sugeriu que os contatos transicionais entre granitos e pegmatitos seriam consequência da saturação em água pelo fundido (*melt*) granítico, o qual, inicialmente insaturado em água, acumularia fases fluidas com o avanço da cristalização e, no momento da saturação, se cristalizariam os pegmatitos em transição com o granito. Contudo, London (1989), após experimentos em condições semelhantes, afirma que a saturação em água não é uma condição causal para tal transição. No entanto, este mesmo autor, em 1992, sugere que com o avanço do grau de cristalização da rocha, há um aumento da concentração de água no fundido granítico, o que contribui com a diminuição na densidade de nucleação dos cristais e cria condições para a cristalização de pegmatitos com tais contatos. Ou seja, a saturação do fundido não é indispensável, mas a concentração dos fluidos ao longo da cristalização é uma condição

causal para a formação de pegmatitos. A presença de intercrescimento gráfico no feldspato potássico dos pegmatitos corrobora a hipótese de cristalização a partir de fundidos insaturados em água, uma vez que a condição de saturação inibe a formação de tal feição (Fenn, 1986; London, 1989). Os pegmatitos e aplitos do granito TCZ apresentam com frequência tais intercrescimentos.

A saturação em água, de acordo com London (1989, 2014) não é o único fator que condiciona a geração destas heterogeneidades nos magmas graníticos, a presença de elementos fundentes, tais como F, B, P, e o grau de sub-resfriamento são fatores igualmente importantes. A cristalização precoce de feldspato potássico euédrico, seguida pela cristalização de plagioclásio sódico com intercrescimento gráfico e então por quartzo, conforme observado nos pegmatitos associados ao granito TCZ (Fig. 6B), foi observada experimentalmente por London (2014), como resultado de cristalização em condição de sub-resfriamento, da ordem de dezenas a centenas de graus. De acordo com Candela (1997), o sub-resfriamento de plutões graníticos é observado em níveis crustais rasos (i.e. menor que 8km) e é responsável pela geração, além de pegmatitos, de feições tais como: texturas granofíricas (i.e. cristais esqueléticos de quartzo; Fig.6C), texturas gráficas e micrográficas (Fig. 6A), aplitos (Fig. 6C) e cavidade miarolíticas isoladas ou interconectadas. Destas texturas mencionadas, com exceção das cavidades miarolíticas, as demais são descritas no granito TCZ e se relacionam geneticamente ao processo de cristalização da rocha. Candela (1997) afirma que as cavidades miarolíticas são as únicas feições geradas a partir do sub-resfriamento de um fundido granítico saturado em voláteis.

Desta forma, entende-se que o granito TCZ se cristalizou em um nível crustal raso, a partir de um fundido granítico rico em fluidos e controlado por processos de sub-resfriamento que geraram as heterogeneidades texturais observadas e culminaram com a cristalização de aplitos e pegmatitos, provavelmente antes de o fundido atingir a saturação. Durante o resfriamento do granito, já em estado sólido, o mesmo foi submetido a esforços deformacionais, cuja temperatura máxima está compreendida no intervalo entre 500-400°C. O granito TCZ, por suas características, se enquadra na classe de granitos que, de acordo com Candela (1997), têm potencial para gerar sistemas hidrotermais importantes e por consequência, são granitos férteis do ponto de vista metalogenético.

Os diques de andesito alojados em meio ao granodiorito e ao granito TCZ tiveram sua colocação em pelo menos duas fases, uma fase precoce com o granito ainda em processo de cristalização e outra tardia, com o granito já em estado sólido e com um comportamento rúptil. Estas fases foram interpretadas com base nas feições de *mingling* com o magma granítico e na presença de enclaves angulosos do granodiorito, do granito e

do aplito nos contatos, respectivamente. Alguns diques alojados no granodiorito apresentam indícios de uma deformação sin-magmática gerada por um cisalhamento transcorrente sinistral. Não é possível estabelecer uma relação temporal direta entre o magmatismo granítico e os diques de andesito alojados nas encaixantes. Todavia, os granodioritos são mais antigos e supõem-se que já estavam em estado sólido quando o granito e, conseqüentemente, os diques se alojaram. O registro da deformação em estado sólido nos granitos e da deformação sin-magmática nos diques intrusivos nas encaixantes indica que estes são tardios em relação a cristalização do granito, assim como indica que a tectônica transcorrente sinistral pode ter sido responsável pela deformação no granito.

7.2. Implicação dos dados geocronológicos na evolução do depósito TCZ

A gênese das rochas na área do depósito TCZ se iniciou com a colocação dos granodioritos por volta de 2007Ma e, cerca de 10Ma depois, se alojaram os últimos pulsos associados a câmara magmática granodiorítica, representados pelas intrusões do microgranodiorito ($1997 \pm 10\text{Ma}$) com a mesma assinatura geoquímica. Concomitantemente, se iniciou o magmatismo granítico, com a colocação da fácies sienogranito ($1996 \pm 2\text{Ma}$) seguida da fácies monzogranito ($1989 \pm 1\text{Ma}$). As demais amostras datadas apresentam idades semelhante, porém com margens de erro mais elevadas. Desta forma, este intervalo definido com base em idades precisas é considerado o intervalo de tempo no qual se alojaram as principais fácies que compõem o granito TCZ.

A hornblenda ($1967 \pm 14\text{Ma}$) e a biotita ($1946 \pm 7\text{Ma}$) datadas no granodiorito, apesar de apresentarem algumas perturbações no sistema argônio (Fig. 13), possivelmente decorrentes da intrusão dos granitos, fornecem idades correlacionáveis às idades U-Pb interpretadas como idades de cristalização das rochas plutônicas do sistema magmático TCZ. Considerando que estes minerais apresentam temperaturas de fechamento para o sistema argônio de ca. 550°C e ca. 320°C , respectivamente (Harrison et al. 1985; Dahl 1996), pode-se afirmar que as estas rochas não foram afetadas por nenhum evento térmico de escala regional, com temperaturas acima de 320°C após 1946Ma e que são idades representativas do resfriamento deste conjunto de rochas (i.e. granodioritos encaixantes e granito TCZ).

As idades U-Pb obtidas para as rochas sub-vulcânicas são, a princípio, incoerentes quando consideradas as idades de suas encaixantes e as relações de campo. Apesar do andesito datado ter sido amostrado em meio ao granodiorito (Figura 2), sua idade não configuraria, a princípio, uma incoerência, já que este foi datado em 1996 ± 8 Ma e sua encaixante em 2007 ± 8 Ma. Contudo, a idade de 1992 ± 2 Ma obtida para o dacito que corta toda a sequência de rochas no depósito é mais antiga que a do monzogranito datado em 1989 ± 1 Ma e que constitui uma de suas encaixantes. A quantidade restrita de cristais de zircão nas rochas sub-vulcânicas e a similaridade, em termos de tamanho e forma, com os cristais de suas encaixantes sugere se tratar de cristais herdados. Adicionalmente, os zircões do andesito e do granodiorito apresentam assinaturas geoquímicas similares, bem como as mesmas populações de idades herdadas e ampla ocorrência de cristais metamícticos não observados nos cristais do granito TCZ, sugerindo que os zircões do andesito foram herdados do granodiorito.

As idades argônio obtidas para a muscovita da brecha tipo I (1865 ± 5 Ma) e para a alteração do dacito (1854 ± 5 Ma) forneceram idades platôs bem definidas e relativamente próximas. Considerando que as amostras do granodiorito e da brecha tipo I datadas pelo método argônio (Figura 2) distam entre si cerca de 500m (17-9G), se um evento térmico de abrangência regional tivesse afetado estas rochas, o sistema argônio da biotita teria sido igualmente afetado, uma vez que a temperatura de fechamento do sistema argônio para este mineral (ca. 320°C ; Harrison et al. 1985; Dahl 1996) é menor que a da muscovita (ca. 350°C ; McDougall e Harrison, 1988).

Desta forma as idades obtidas para os minerais hidrotermais somente podem ser consideradas idades de cristalização mineral ou idades de rejuvenescimento total do sistema argônio, em um evento de abrangência local e com temperaturas superiores a 350°C .

7.2.1. Idades indiretas de colocação dos andesitos e da deformação pós-magmática associada a deformação do granito TCZ

Considerando as feições petrográficas discutidas no item 7.1, a estimativa de temperatura para a deformação em estado sólido no granito ($400 - 500^{\circ}\text{C}$), interpretada como consequência da tectônica que controlou a intrusão de parte dos diques de andesito, juntamente com a temperatura máxima estimada para o *solidus* do granito, ca. 650°C , que

representa a temperatura máxima em que os andesitos, com feição de *mingling*, intrudiram os granitos, é possível determinar uma idade mínima indireta para a colocação dos andesitos e um intervalo de idade máximo para a deformação que afetou os minerais ígneos do granito em estado sólido. Para tal estimativa construiu-se uma curva de resfriamento para o granito TCZ, plotando as temperaturas de saturação dos zircões das duas fácies principais do granito e suas respectivas idades juntamente com os dados argônio obtidos para a encaixante. Estas idades argônio, conforme discutido, são interpretadas como representativas do resfriamento do conjunto de rochas plutônicas que compõem o sistema do TCZ. A curva de resfriamento obtida (Figura 40) para o granito TCZ é similar à da rocha encaixante (Fig. 16) e, o cruzamento da temperatura máxima do *solidus* do granito implica numa idade mínima de ca. 1975Ma para a colocação dos diques precoces de andesito. Da mesma forma, considerando que o início do registro da deformação no granito TCZ se processa em estado sólido, obteve-se um intervalo de idade máximo entre 1963 – 1954 Ma para a deformação, cuja idade precisa não é passível de ser estabelecida pela falta de minerais datáveis. Considerando que a deformação em estado sólido está sendo interpretada como resultados da tectônica transcorrente que controlou a colocação dos diques tardios de andesito, é possível interpretar este intervalo máximo de idade corresponde ao intervalo de colocação dos diques tardios.

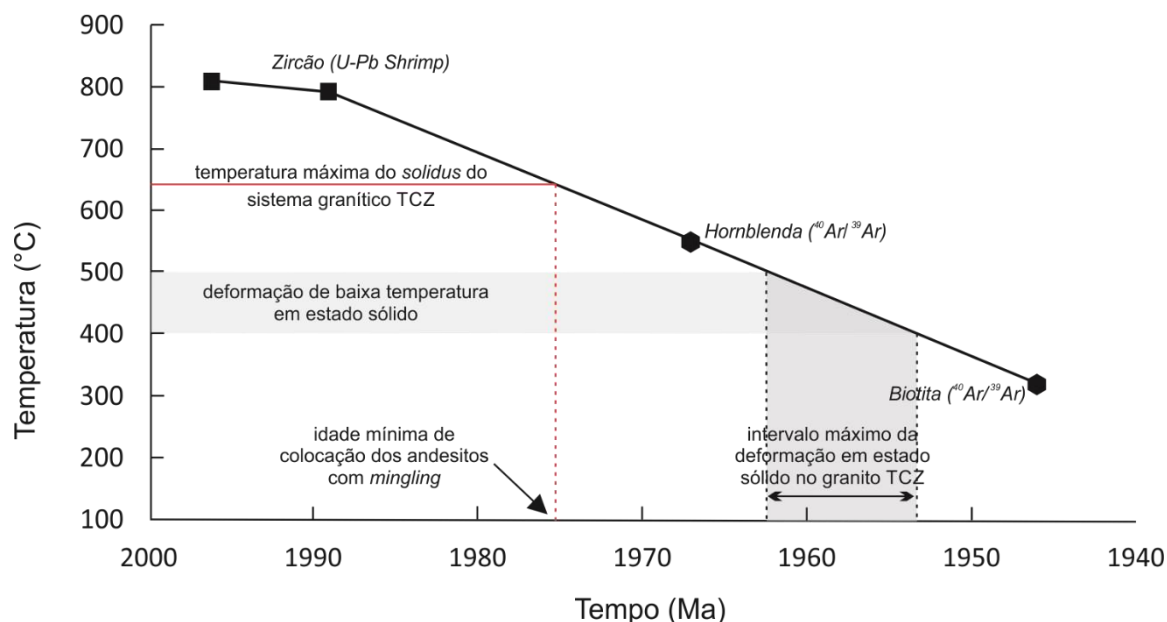


Figura 40 - Curva de resfriamento obtida para o granito TCZ. Com base na temperatura mínima do *solidus* para sistemas haplograníticos em profundidades menores que 5Kbar estimou-se a idade mínima de colocação dos andesitos e com base no intervalo de temperaturas nos primeiros registros de deformação em estado sólido no granito estimou-se o intervalo de tempo que contém a idade máxima da deformação associada a M1.

7.3. Feições associadas as duas fases de mineralização e suas implicações na evolução do depósito TCZ

O granito TCZ constitui a principal rocha encaixante do depósito de ouro homônimo, cuja mineralização ocorreu em duas fases distintas, ambas hidrotermais e espacialmente relacionadas a porosidade secundária da rocha, resultante de processos de deformação rúptil. A relação genética entre o fluido hidrotermal e o magmatismo granítico foi previamente sugerida por Juras et al. (2011) e Castro (2015), contudo não foi comprovada.

A primeira fase de mineralização ainda está mal compreendida, já que o tipo de deformação que gerou a porosidade secundária mineralizada durante M1 não pôde ser determinado, com base nos dados disponíveis. As microfraturas e brechas que hospedam a mineralização em M1, de forma geral, apresentam uma orientação aleatória, mas feições indicativas de um controle tectônico foram reconhecidas. Como somente uma direção (N170°E) foi recuperada, este dado não será considerado representativo da orientação das estruturas hospedeiras da mineralização em M1. Estudos mais detalhados são necessários para que se possa definir qual o tipo de controle e a direção preferencial das mesmas.

O fato das microfraturas e brechas serem penetrativas nas diferentes fácies do granito, no aplito e no pegmatito e estarem ausentes nos diques de andesito sugere que o processo de deformação que as gerou precedeu a cristalização do aplito e do pegmatito a antecedeu a cristalização e o resfriamento do andesito.

Já a mineralização na segunda fase apresenta um controle estrutural nítido, o qual difere de M1 e pode ser observado em escalas distintas (Figura 41). M2 é resultante de um sistema de transcorrência rúptil predominantemente sinistral, que gerou veios e vênulas extensionais de quartzo e clorita orientados N30-60°E, além de planos de cisalhamento, falhas e veios de cisalhamento de direção N100-130°E. Indicadores cinemáticos são identificados em campo e nas lâminas delgadas orientadas, atestando o caráter sinistral da deformação. Os veios de quartzo mineralizados, por seu caráter extensional, paralelismo e penetratividade em escala de depósito, quando analisados em relação ao cisalhamento principal (N110°E), além de corroborar a cinemática sinistral observada em outras escalas, permite interpretar estas estruturas como *tension gashes* gerados em resposta a uma

direção de encurtamento NE-SW (Figura 42). As estruturas em *pull apart* no plano vertical, às quais as brechas tipo II se associam geneticamente, indicam a ação de uma componente normal associada a tectônica transcorrente.

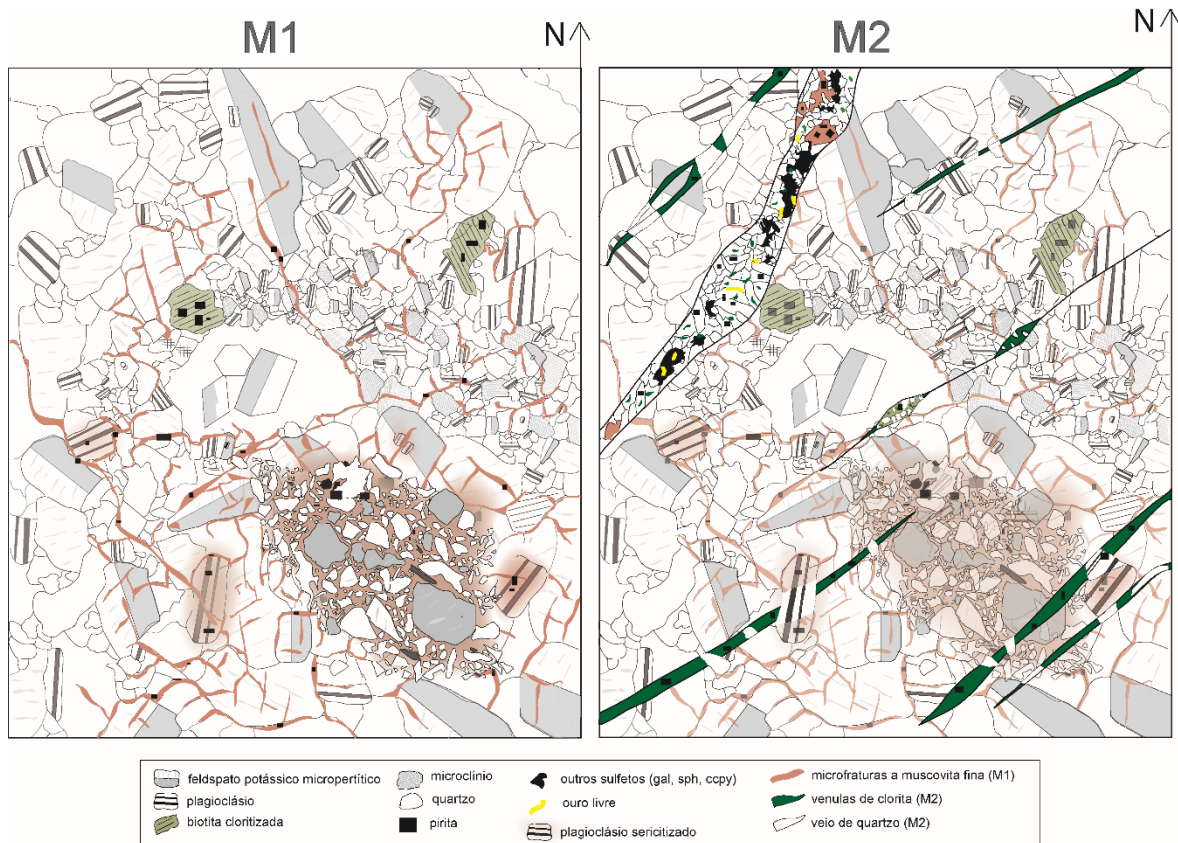


Figura 41 - Croquis esquemático em dois estágios mostrando a diferença nas estruturas rúpteis associadas a M1 e M2. Em M1, muscovita fina e pirita distribuída em microfraturas, contatos minerais e brechas tipo I, cujo controle estrutural não foi definido. Em M2, veios e vênulas de quartzo mineralizados com ouro, galena, esfalerita, pirita e calcopirita, paralelos entre si e orientados N30-60°E. Ccpy – calcopirita; gal – galena; sph – esfalerita.

As texturas dos veios de quartzo, principalmente alongação dos cristais no sentido de abertura dos veios extensionais e a textura em pente do quartzo atestam que a tectônica foi ativa durante o preenchimento destas estruturas. Algumas brechas do tipo II também exibem cristais de rutilo orientados, indicando da mesma forma uma cristalização sin-cinemática dos minerais. Desta forma, pode-se afirmar que M2 não apresenta uma relação direta com o magmatismo, mas sim com a tectônica transcorrente sinistral e a cristalização sin-cinemática dos minerais atesta a relação genética entre a deformação e o hidrotermalismo.

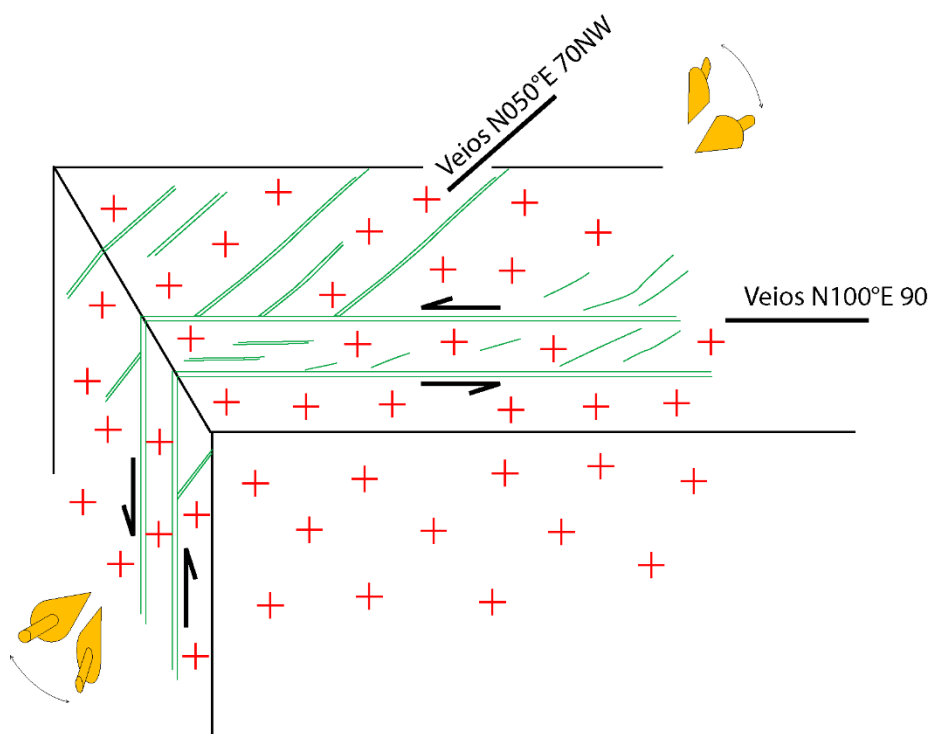


Figura 42 - Relação entre a direção principal de cisalhamento e as vênulas e veios mineralizados em M2 indicando um cisalhamento sinistral com uma componente normal durante M2.

A Tabela 9 sintetiza as principais características de cada fase de mineralização que embasam, juntamente com as informações anteriormente discutidas duas hipóteses de evolução dos processos associados a gênese do depósito TCZ. Num primeiro cenário, a primeira fase de mineralização seria geneticamente relacionada aos fluidos exsolvidos pelo granito TCZ e, neste caso, a idade argônio obtida para a alteração hidrotermal seria resultante de um rejuvenescimento do sistema em *ca.* 1865Ma, em decorrência da circulação de fluidos associados a segunda fase de mineralização controlada pela tectônica transcorrente sinistral. Num segundo cenário, ambas as fases de mineralização seriam desconectadas temporal e geneticamente do magmatismo gerador das rochas do depósito e as idades argônio representariam a idade de cristalização dos minerais hidrotermais e da mineralização, que teriam se formado num intervalo de tempo próximo.

Tabela 9 - Síntese das características de cada uma das fases de mineralização associadas ao depósito TCZ.

M1	M2
Baixo teor de ouro (<2,5ppm)	Alto teor de ouro (entre 2,5 – 70ppm)
Associada a microfraturas e brechas	Associada a veios e brechas
Restrita ao granito TCZ	Observada no granito TCZ e no andesito.
Controle estrutural não definido	Estruturas mineralizadas são controladas por tectônica transcorrente sinistral e normal
Muscovita fina + pirita + ouro	Quartzo + clorita + calcita + rutilo + albita + pirita + calcopirita + galena + ouro livre
Idade argônio $1865 \pm 5\text{Ma}$; $1854 \pm 5\text{Ma}$?	Sem idade definida, mas corresponde ao último evento de mineralização com teores importantes.

7.3.1. Hipótese 1 - relação genética entre o magmatismo TCZ e a primeira fase de mineralização

Nesta primeira hipótese a gênese do depósito TCZ começa com a colocação do granito homônimo entre 1996 – 1989Ma, sem intervenção direta do tectonismo. Durante a cristalização do granito, alguns diques de andesito se alojaram, com o granito ainda parcialmente fundido (Figura 43A). A concentração de fluidos, com o avanço da cristalização gerou condições de sub-resfriamento que culminaram com cristalização dos aplitos e pegmatitos em presença de voláteis, mas antes do fundido atingir o ponto de saturação. Com o avanço da cristalização da rocha, ocorre a exsolução dos voláteis presentes no fundido, gerando um fraturamento hidráulico, de caráter rúptil, que se concentrou internamente à rocha, sem afetar as encaixantes (Figura 43B). A circulação dos fluidos liberados pelo processo de hidrofraturamento teria selado as fraturas no granito TCZ, com a cristalização de muscovita fina, pirita e o ouro associado a este sulfeto. Na sequência, os diques de andesito tardios se alojaram em meio ao granito (Figura 43C), bloqueando a circulação dos fluidos hidrotermais e mineralizando de forma localizada os contatos entre os diques e o granito. O granito se resfriou e o sistema hidrotermal se extinguiu.

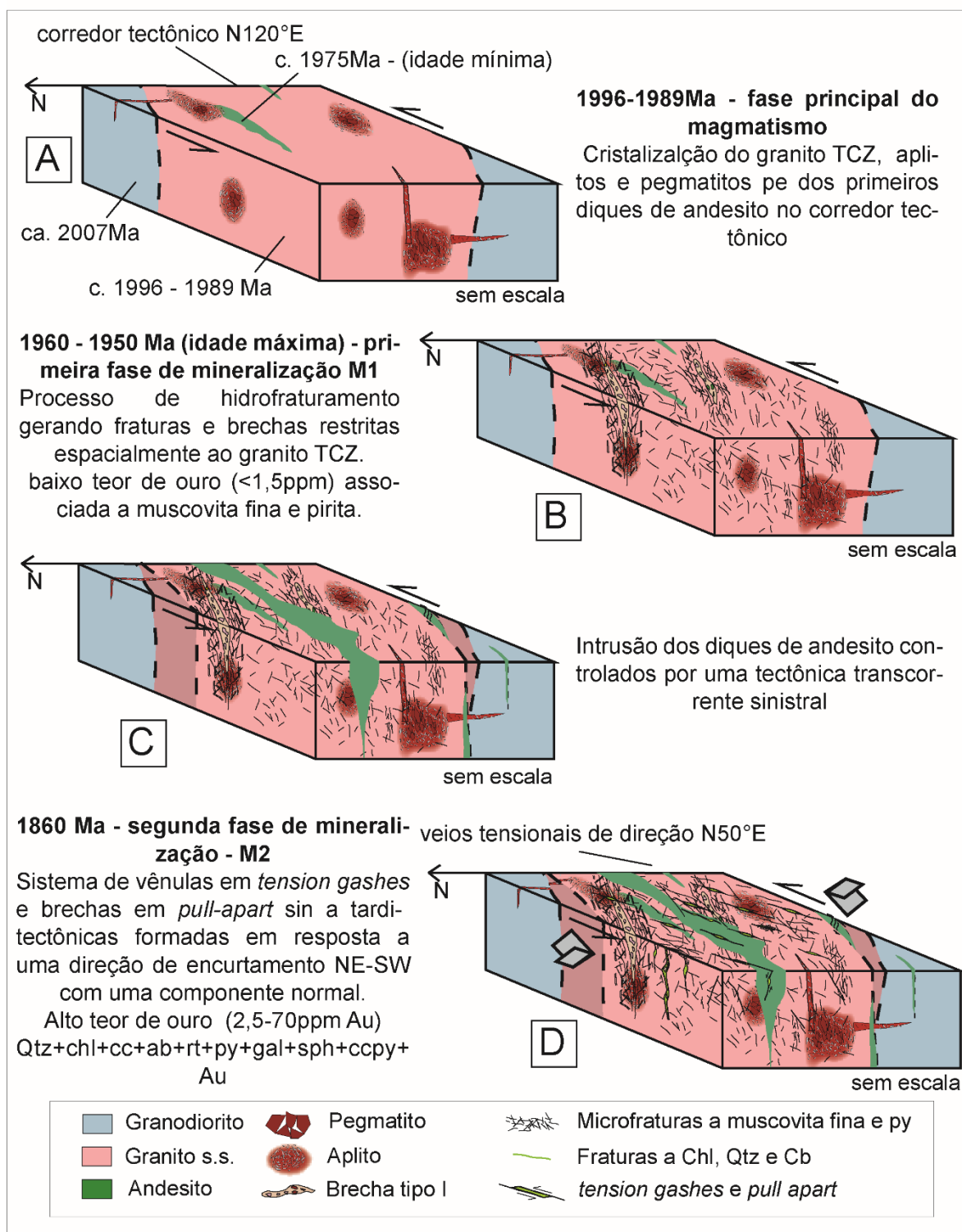


Figura 43 – Bloco diagrama em quatro estágios sintetizando a evolução do depósito TCZ considerando a hipótese em que o fluido hidrotermal/mineralizador de M1 está associado geneticamente ao granito TCZ e a segunda fase de mineralização é posterior e rejuvenesceu o sistema argônio da muscovita. Ab – albita; Au – ouro; cc – calcita; ccpys – calcopirita; chl – clorita; gal – galena; py – pirita; qtz – quartzo; rt – rutilo; sph – esfalerita.

Cerca de 100Ma depois, a tectônica distensiva associada ao magmatismo Maloquinha reativou as falhas pré-existentes no depósito em um sistema de cisalhamento transcorrente sinistral que deformou o granito TCZ e os diques de andesito gerando veios e brechas em um contexto extensional. Os fluidos hidrotermais provenientes de uma intrusão próxima ao granito TCZ foram canalizados através de planos de falhas até o granito, preenchendo e mineralizando as estruturas geradas pela tectônica de forma sin a tardi-tectônica (Figura 43D). Nesta hipótese, os fluidos hidrotermais da segunda fase de mineralização teriam temperatura suficiente para rejuvenescer o sistema argônio da muscovita pré-existente.

Considerando a temperatura dos primeiros registros da deformação em estado sólido no granito TCZ, estima-se que a primeira fase de mineralização tenha se iniciado num intervalo de tempo entre ca.1960 – 1950Ma, que contém a idade máxima da deformação associada a M1. Nesta hipótese a idade da segunda fase de mineralização corresponde a idade de ca. 1865Ma obtida para a muscovita.

7.3.2. Hipótese 2 – inexistência de uma relação genética entre o magmatismo TCZ e a mineralização

Nesta hipótese a gênese do depósito TCZ começa com a colocação do granito homônimo entre 1996 – 1989Ma, sem intervenção direta do tectonismo. Durante a cristalização do granito, alguns diques precoces de andesito se alojaram com o granito ainda parcialmente fundido (Figura 44A). Apesar do potencial do granito TCZ para desenvolver um sistema hidrotermal, os aplitos e pegmatitos se cristalizaram em condição de sub-resfriamento e o processo de cristalização da rocha sem encerrou sem a saturação do fundido em fluidos e, desta forma, sem gerar um sistema hidrotermal. Os diques de andesito, tardios em relação a cristalização do granito, se alojaram em meio a estas rochas por volta de 1950-1960Ma (Figura 40), controlados pela tectônica transcorrente sinistral (Figura 44B) que gerou feições de deformação nos minerais primários do granito.

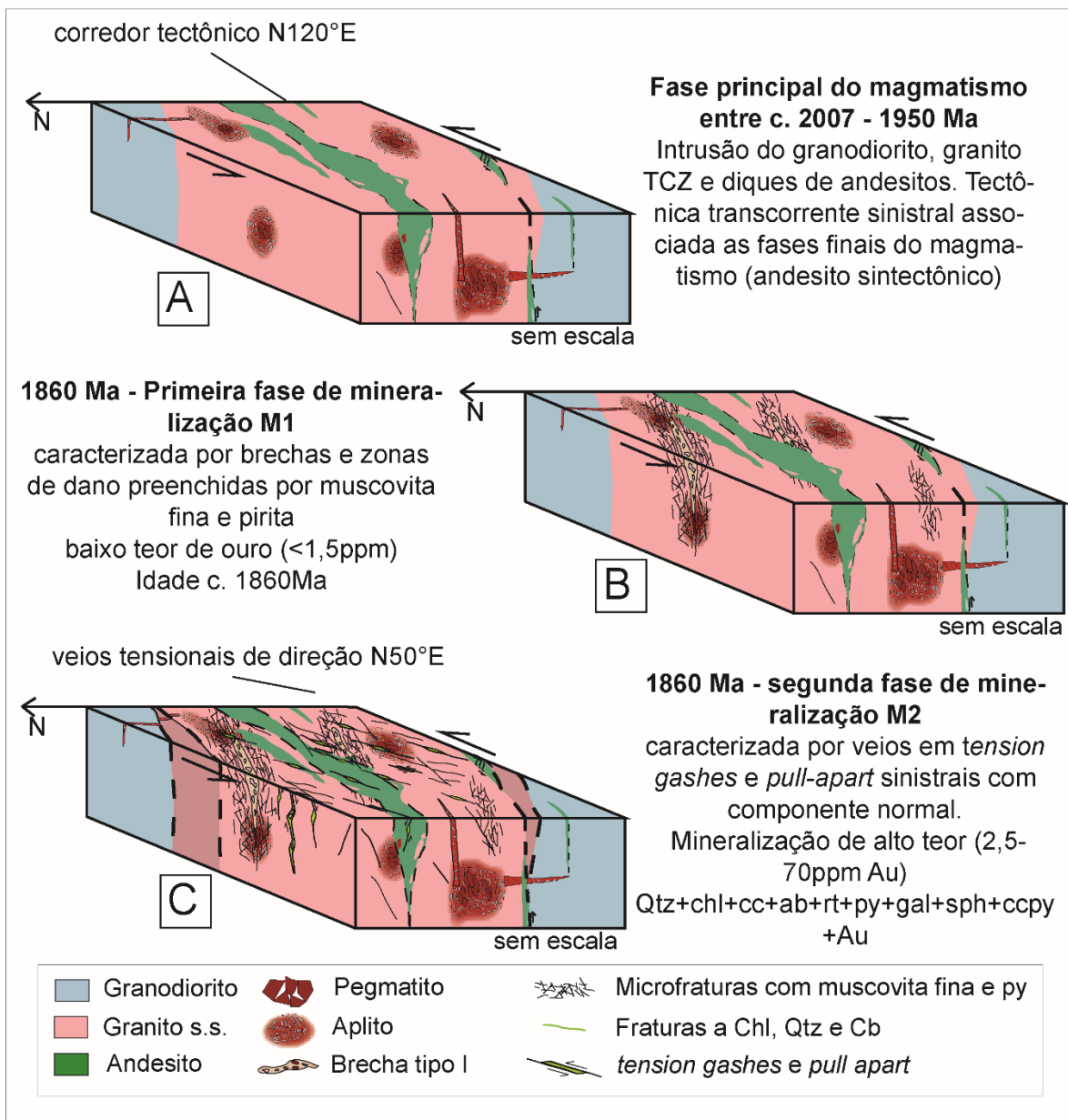


Figura 44 - Bloco diagrama em três estágios sintetizando a evolução do depósito TCZ considerando a hipótese de os fluidos mineralizadores de M1 e M2 serem desconectados geneticamente do granito TCZ. Ab – albita; au – ouro; cc – calcita; ccpy – calcopirita; Chl – clorita; gal – galena; py – pirita; qtz – quartzo; rt – rutilo; sph – esfalerita.

Cerca de 100Ma de anos depois, as falhas pré-existentes na área do Tocantinzinho foram reativadas pela tectônica distensiva associada ao magmatismo Maloquinha e os fluidos hidrotermais provenientes de uma intrusão nas proximidades do granito TCZ migram através de falhas até a região do depósito. Os efeitos da tectônica transcorrente associada

a presença dos primeiros fluidos exsolvidos magmatismo Maloquinha geraram uma alteração sericítica no plagioclásio acompanhada da cristalização de pirita e ouro ao longo de contatos minerais, planos de fraturas e de clivagem e ao longo dos contatos entre o granito e os diques. Num processo contínuo, do ponto de vista tectônico, o cisalhamento transcorrente sinistral deforma o granito TCZ e os diques de andesito gerando veios e brechas extensionais que foram preenchidos e mineralizados por fluidos hidrotermais de forma sin a tardi-tectônica (Figura 44C).

Nesta hipótese, as duas fases de mineralização são próximas do ponto de vista temporal e a idade argônio de ca. 1865Ma da muscovita representa a idade de mineralização do depósito TCZ.

7.4. Argumentação sobre as hipóteses de evolução dos processos associados a gênese do depósito TCZ

Nas duas hipóteses apresentadas o fluido mineralização, ou parte dele no caso da primeira hipótese, estão relacionados ao magmatismo Maloquinha (1882-1864Ma; Vasquez et al., 2002), em função da idade argônio obtida para a muscovita e ao estilo de deformação associado a colocação destas rochas.

Cerca de 6km do depósito TCZ, observa-se a presença de um corpo granítico volumoso (ca. 150 km²), que de acordo com Vasquez et al. (2014) é classificado como pertencente à Suíte intrusiva Maloquinha (Figura 45). Este corpo granítico está limitado por falhas transcorrentes, as quais poderiam constituir condutos potenciais para a migração de fluidos.

Apesar de não haver argumentos que permitam afirmar que esta intrusão foi a fonte dos fluidos hidrotermais e mineralizadores do depósito TCZ, ela atesta a presença de rochas relacionadas a este magmatismo nas áreas próximas ao depósito e, ressalta o controle tectônico associado à colocação destas rochas na área e, da mesma forma, atesta a presença de possíveis condutos para a migração de fluidos hidrotermais.

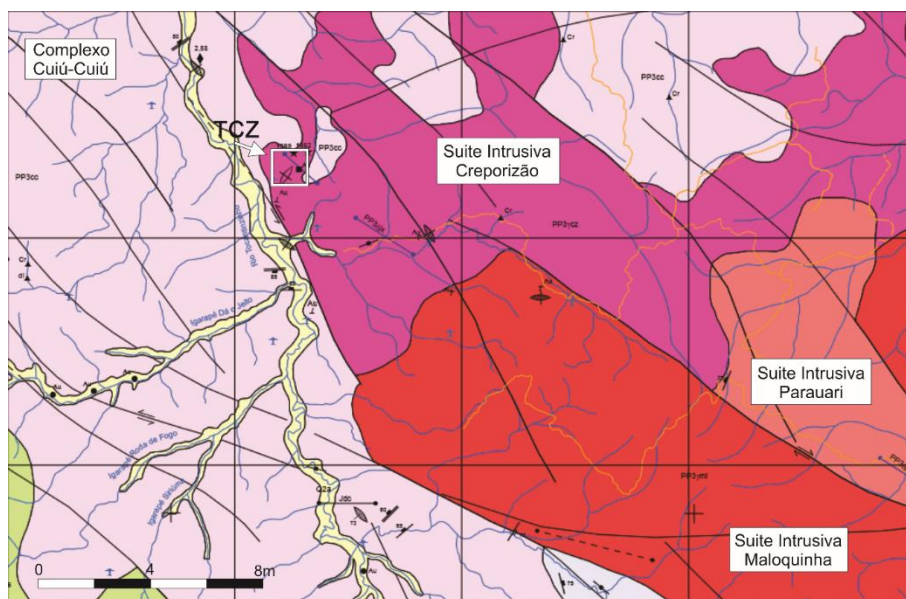


Figura 45 - Mapa geológico regional mostrando as diferentes unidades geológicas que afloram nas proximidades do depósito Tocantinzinho, pertencente a Suíte Intrusiva Creporizão. Notar a sudeste da área do depósito um corpo granítico limitado por falhas transcorrentes, o qual pertence a Suíte Intrusiva Maloquinha. (Fonte: modificado de Vasquez et al., 2014).

7.4.1. Argumentação relacionada a hipótese 1

Na primeira hipótese, a primeira fase de mineralização seria resultado do fraturamento hidráulico, em um contexto rúptil, e associado a exsolução de fluidos do granito TCZ. A extensão do fraturamento concentrou-se internamente ao granito e teria precedido a cristalização e o resfriamento dos andesitos. Esta hipótese permite explicar porque as microfraturas e brechas associadas a M1 não são observadas nos diques de andesito e, da mesma forma, permite explicar a distribuição da mineralização desta fase.

De acordo com Robb (2011), granitos tipo I cristalizados em níveis crustais rasos (2Kbar), como é o caso do granito TCZ, a partir de magmas com porcentagem inicial de fluidos próximas de 2 wt%, podem cristalizar em amplos intervalos de temperatura, sem alcançar a saturação. Todavia, o acúmulo de fluidos com o avanço da cristalização implica em sobrepressão no interior da câmara magmática, uma vez que o volume equivalente, por unidade de massa, de um fundido silicático contendo fluidos aquoso de baixa densidade dissolvidos é maior que o volume do equivalente, em massa, de magma saturado em água (Burnham, 1979). Desta forma, processos de fraturamento hidráulico podem causar expansão da rocha através de fraturamento rúptil. Trabalhos experimentais feitos por

Dingwell (1995, 1997) confirmam que os sistemas graníticos pouco profundos podem gerar sistemas de fraturamento rúpteis localizados internamente à intrusão ou externos, afetando as rochas encaixantes. Este autor atribui tal fraturamento a processos gerados por stress transiente, devido a fatores internos, decorrentes da evolução física e química do magma, ou devido a fatores externos derivados de processos tectônicos ou vulcanismo. Pirajno (2009) afirma que o contraste de temperatura gerado pela injeção de novos pulsos dentro da câmara magmática pode gerar modificações físico-químicas importantes e, que o aporte de magmas máficos em câmaras magmáticas félsicas, em resfriamento, pode acarretar em exsolução súbita da fase fluida. Desta forma, o processo de hidrofraturamento pode ter sido gerado por fatores tectônicos ou associado à intrusão dos diques de andesito na câmara magmática em resfriamento. Desta forma, o gatilho para o fraturamento hidráulico pode ter sido o aporte do magma andesítico na câmara magmática granítica em resfriamento ou pela tectônica transcorrente associada a colocação dos diques tardios.

O fato das microfraturas se desenvolverem a partir de planos de fraqueza pré-existent na rocha (i.e. clivagens e contatos minerais) e apresentarem fragmentação *in situ* e texturas similares às texturas em quebra-cabeça, sugerem que a deformação foi assistida por fluidos (Jebrak 1997), o que corrobora esta hipótese. Contudo, as brechas desta fase não apresentam o mesmo padrão de fragmentação *in situ*.

Corroboram também esta hipótese, os dados de inclusões fluidas (IF) produzidos por Castro (2015) para o quartzo associado a alteração sericítica, uma vez que indicam a presença de IF primárias bifásicas com temperaturas de homogeneização entre 203 e 433°C (sistema H₂O-NaCl) que homogeneizam para ambas as fases, líquido e vapor, e que coexistem com IF primárias ricas em vapor. A coexistência das IF bifásicas homogeneizando para duas fases distintas implica em imiscibilidade de fluidos e a coexistência de ambas com as inclusões ricas em vapor indicam ebulição de fluidos (*boiling*). Contudo, ao longo das etapas de petrografia da alteração hidrotermal desta pesquisa não foi identificada a presença do quartzo na paragênese da primeira fase de mineralização (muscovita + pirita + ouro), somente de fragmentos de quartzo primário deformados. Desta forma, faz-se necessária uma verificação da origem dos dados obtidos para que se verifique a que fase de evolução do depósito estes fluidos estão relacionados.

Contraria esta hipótese, a ausência de alguns elementos que são típicos dos depósitos gerados por fraturamento hidráulico. Apesar de haver indícios de um fraturamento assistido por fluidos durante M1, as fraturas se limitam à escala microscópica e as brechas tipo I não apresentam o padrão típico das brechas geradas por este processo, as quais deveriam exibir texturas em quebra cabeça geradas por fragmentação *in situ*

(Jebrak, 1997). Ou seja, o arranjo das estruturas em M1 não se assemelha, na escala macroscópica, ao arranjo clássico das brechas de fraturamento hidráulico (Zhang e Li, 2017) e dos veios em *stockwork* (Zhang e Li, 2017; Li et al., 2014; Gruen et al., 2010; Pirajno, 2009).

Já para a segunda fase de mineralização, resultante da circulação de fluidos hidrotermais associados ao magmatismo Maloquinha que teriam rejuvenescido o sistema argônio da muscovita em um evento térmico de abrangência local, têm-se como argumentos favoráveis o padrão de deformação observado no depósito e os dados de geotermométricos obtidos para o fluido responsável por M2. Nesta hipótese a mudança na paragênese hidrotermal e de minério, assim como no estilo da mineralização (i.e. alto teor) são melhor explicados.

A ausência de fraturas nas rochas encaixantes do depósito TCZ impediu a circulação dos fluidos hidrotermais responsáveis por M2 nestas rochas e, desta forma, os fluidos se concentraram nas estruturas rúpteis geradas pela deformação transcorrente no granito TCZ e nos andesitos, ambos localizados dentro do corredor tectônico. Já os dados geotermométricos obtidos para os fluidos em M2 sugerem temperaturas de aprisionamento próximas a 350°C. As estimativas de temperatura feitas com base no geotermômetro da clorita forneceram temperaturas entre 243° e 334°C, similares às de Santiago (2013) e Castro (2015) (Figura 46). Assim como, os dados de inclusões fluidas produzidos por Queiroz (2013) e por Villas e Queiroz (2013) apresentaram temperaturas semelhantes às do geotermômetro da clorita. Foram identificadas inclusões fluidas primárias aquo-carbônicas (2-11wt% NaCl_{eq}; T_{ht} 280 - 380°C) e aquosas (14-20 wt% NaCl_{eq}; T_{ht} 160 - 360°C), cujas temperaturas de aprisionamento foram determinadas pelo cruzamento de isócoras entre 280 – 327°C. Desta forma, pode-se admitir que o fluido que circulou no depósito durante M2 atingiu temperaturas superiores as necessárias para rejuvenescer completamente o sistema argônio da muscovita, já que as temperaturas de aprisionamento são próximas de 350°C.

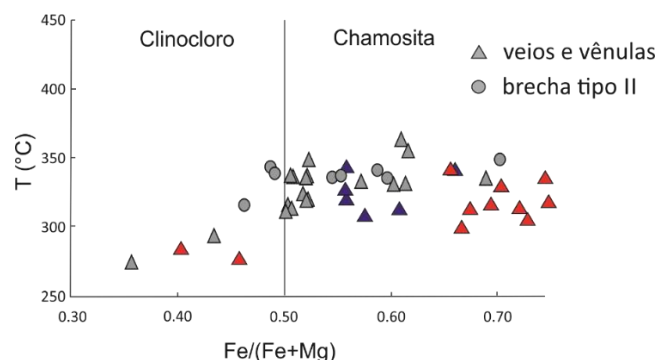


Figura 46 - Temperaturas de cristalização estimadas para a clorita associada a M2. Os símbolos em azul correspondem aos dados obtidos por Castro (2015) e os vermelhos por Santiago (2013).

7.4.2. Argumentação relacionada a hipótese 2

A segunda hipótese, na qual as duas fases de mineralização estão associadas a reativação de falhas pré-existentes da área do Tocantinzinho e à circulação de fluidos externos ao granito TCZ que mineralizaram as estruturas rúpteis geradas pela tectônica associada ao magmatismo Maloquinha em duas fases temporalmente próximas.

Essa hipótese tem como argumentos favoráveis a idade argônio da muscovita, uma vez que esta refletiria a idade de cristalização deste mineral. Contudo alguns aspectos são mais complexos, principalmente a mudança no estilo da deformação de M1 para M2 (Figura 41), uma vez que se trata de um mesmo evento de deformação, a mudança nas paragêneses hidrotermais e de minério, assim como as diferenças de teor. Considerando a paragênese mineral em M2 houve uma mudança na composição do fluido com acréscimo de, no mínimo, Fe, Mg, CO₂, Cu, Pb e Zn ao sistema.

A distribuição das estruturas geradas na primeira fase de mineralização, nesta hipótese tem um controle estrutural menos óbvio, mas pode ser explicada pela diferença de competência e de composição mineralógica associadas a uma trama rúptil previamente imposta pelo magmatismo andesítico (ca. 1960 - 1950Ma) e, por processos de muscovitização de feldspatos, em decorrência da deformação rúptil em presença de fluidos e em temperaturas entre 200 e 450°C, associado a falhas, em um processo similar ao descrito por Cavailhes et al. (2013). Estes autores sugeriram que processos concomitantes de incorporação mecânica e alteração sin-cinemática podem transformar até 35% do volume de feldspato da rocha em filossilicatos (biotita, mica branca e clorita), os quais são dispersos ao longo de limites minerais, planos de fraturas e zonas de cisalhamento que se desenvolvem nos planos de clivagem mineral. Segundo estes autores, os deslocamentos necessários para iniciar os processos de geração de filossilicatos são mínimos e os fatores limitantes são a as condições de P-T, que podem inibir o processo de muscovitização. Profundidade mínimas que correspondam a isoterma de 200°C são necessárias para permitir este processo. Com base nos dados de inclusões fluidos disponíveis (Castro, 2015; Queiroz, 2013; Villas e Queiroz, 2013) é possível afirmar que as temperaturas associadas a alteração hidrotermal foram superiores a 200°C.

Este processo de muscovitização associado a falhas pode explicar a formação da muscovita associada a M1, mas não há argumentos para explicar a cristalização da pirita e do ouro sem o aporte externo associado a um fluido, exceto por remobilização durante o processo de alteração sin-cinemática. Mas considerando que este processo altera somente o plagioclásio, não se observa nas amostras menos alteradas a presença de pirita magmática. Ainda, considerando o aporte externo de enxofre e ouro, porque o fluido originado a princípio da exsolução de uma mesma intrusão mudaria tão significativamente de composição?

Uma dúvida semelhante pode ser colocada em relação a mudança no estilo de deformação entre M1 e M2. O mesmo evento tectônico poderia gerar estruturas com estilos e distribuição tão distintos?

7.4.3. Tectônica associada ao magmatismo das Suítes Intrusivas Creporizão e Maloquinha

A evolução estrutural proposta para o magmatismo TCZ compreende uma evolução em controlada por uma tectônica transcorrente sinistral, observada principalmente pela geometria alongada das rochas e pela deformação sin-magmática nos diques de andesito tardios. As zonas de cisalhamento transcorrentes com cinemática majoritariamente sinistral predominaram durante a colocação dos granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão. Portanto, a deformação observada durante a evolução do granito TCZ e colocação dos diques de andesito é compatível com estilo tectônico regional. Ainda que a mineralização em M2 fosse considerada temporalmente ligada a esta fase de deformação do depósito, as estruturas mineralizadas seriam passíveis de serem explicadas dentro deste contexto de evolução regional

Nas duas hipóteses apresentadas, a segunda fase de mineralização seria resultante da reativação das falhas que limitam o granito TCZ. De acordo com Klein et al. (2000) e Bahia e Quadros (2000), as estruturas regionais NW-SE geradas durante D2 (Klein et al., 2002) foram reativadas em falhas normais e transcorrentes em decorrência da tectônica distensiva que controlou a colocação das rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha (Klein et al., 2002; Santos et al., 2001). Ou seja, a reativação das falhas pré-existente nas rochas do depósito TCZ, na hipótese em que a deformação que controlou M2 é desconectada temporalmente do magmatismo, é compatível com a evolução estrutural regional.

Desta forma, ambas as hipóteses de evolução propostas para o depósito TCZ encontram embasamento na estruturação regional, não sendo possível, portanto, com base neste critério refutar nenhuma destas.

7.4.4. Idades metalogenéticas da Província Aurífera do Tapajós

Dados geocronológicos são restritos na Província Aurífera do Tapajós, sobretudo as datações dos eventos hidrotermais e da mineralização. Idades argônio e idades modelo Pb-Pb sugerem duas épocas metalogenéticas distintas na província, a primeira por volta de 1980Ma (Lafon e Coutinho, 2008) e a segunda por volta de 1880 – 1860Ma (Lafon e Coutinho, 2008; Santos et al., 2001). As idades em torno de 1980Ma foram obtidas somente a partir de análises de Pb-Pb em cristais pirita e galena, enquanto as idades mais jovens foram obtidas por ambos os métodos. A ausência de idades argônio de mesma ordem de grandeza daquelas determinadas pelas análises U-Pb da primeira fase de mineralização pode ser um indicativo de que o magmatismo Maloquinha ocorrido ca. 1880 tenha afetado o sistema argônio dos minerais datáveis. De acordo com Santos et al. (2001), o magmatismo Maloquinha serviu como fonte de calor para os sistemas hidrotermais e as falhas pré-existentes desempenharam um papel preponderante na canalização dos fluidos hidrotermais/mineralizadores (Klein et al., 2000). Desta forma, pode-se supor que mineralizações pré-existentes foram influenciadas pelo evento térmico/hidrotermal associado a este magmatismo entre 1883-1870Ma (Vasquez et al., 2002), justificando as idades modelos Pb-Pb com ordem de grandeza distinta das idades argônio.

As idades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dos minerais hidrotermais no depósito TCZ são compatíveis com a segunda época metalogenética da Província Aurífera do Tapajós, porém, conforme discutido, a hipótese de rejuvenescimento do sistema argônio não pode ser desconsiderada. Apesar de as idades modelo das mineralizações associadas a Suíte Intrusiva Creporizão e ao complexo Cuiú-Cuiú se concentrarem em torno de 1980Ma, os dados obtidos variaram entre 2012 e 1910Ma, sugerindo que esta época metalogenética tenha se estendido por um amplo intervalo de tempo amplo.

Desta forma, ambas as hipóteses de evolução propostas para o depósito TCZ encontram embasamento também nas épocas metalogenéticas identificadas na Província

Aurífera do Tapajós, não sendo possível, portanto, com base neste argumento refutar nenhuma destas.

7.4.5. Estilo das mineralizações associadas às Suítes Intrusivas Creporizão e Maloquinha

Dentre os trabalhos de âmbito regional é consensual que as mineralizações presentes na Província Aurífera do Tapajós são controladas pela tectônica em todas as escalas (Coutinho et al., 2008; Klein et al., 2001b, 2002, Santos et al., 2001). Estruturas secundárias e extensionais com direções N20°-70°E (Almeida et al., 2001; Klein et al., 2002), que hospedam tanto rochas máficas como mineralizações auríferas (Klein et al., 2002; Santos e Coutinho, 2008), são as estruturas mais comuns na Província Aurífera do Tapajós, geradas em resposta a uma tectônica transcorrente. O estilo predominante da mineralização é representado por veios de quartzo simples seguidos dos veios conjugados (i.e. dois ou mais sistemas de veios conjugados ou extensionais), que abrangem respectivamente 57% e 17% das mineralizações avaliadas durante o projeto PROMIN-Tapajós (Klein et al., 2001b). As encaixantes destes veios são majoritariamente granitoides de diferentes suítes intrusivas da Província Aurífera do Tapajós (i.e. Suíte Intrusiva Creporizão, Suíte Intrusiva Parauari e Suíte Intrusiva Maloquinha) ou, ainda, os metagranitoides e ortognaisses do Complexo Cuiú-Cuiú. Em geral, o estilo tectônico dos veios encaixados em rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Intrusiva Creporizão gerados no âmbito de D2, difere do estilo dos veios encaixados nestas rochas ou nas rochas da Suíte Intrusiva Creporizão e Suíte Intrusiva Maloquinha, quando estes foram gerados em resposta à tectônica distensional associada ao magmatismo Maloquinha.

Dentre os veios gerados em resposta a D2, predominam os veios deformados em contexto dúctil formando *boudins* (garimpo Pepeu - Santos e Coutinho, 2008) e associados a superfícies conjugadas do tipo S-C (Garimpo Chico Torres - Santos e Coutinho, 2008), os quais exibem evidências de cisalhamento, bandas de deformação com recristalização em subgrãos e cristais de quartzo com extinção ondulante (Klein et al., 2002). Os cristais de quartzo nos veios destas unidades são predominantemente maciços, denotando o alto grau de empacotamento e refletindo o estilo tectônico compressional/transpressional associado a geração dos mesmos. (Klein et al., 2001b). De acordo com Klein et al., 2002, dentre as mineralizações a sul da Província Aurífera do Tapajós associadas ao domínio das rochas

do embasamento e supracrustais (Santos e Coutinho, 2008) a ocorrência de veios extensionais não é comum. Os depósitos que hospedam esta classe de veios são classificados como depósitos orogênicos (i.e. Groves et al., 1998) mesozonais (Coutinho, 2008; Santos et al., 2001; Coutinho et al., 2000).

Já os veios gerados em resposta a tectônica atuante durante o magmatismo Maloquinha são predominantemente extensionais e associados a transcorrências sinistrais. Na região do Cuiú-Cuiú, as mineralizações estão em granitoides da Suíte Intrusiva Parauari e Suíte Intrusiva Creporizão e associadas a veios preenchendo estruturas em *pull apart* (garimpo Nhô - Santos e Coutinho, 2008 e depósito Central - Araújo, 2014), do tipo *tension gashes* (garimpos Nhô e Guarim - Santos e Coutinho, 2008 e depósito Central - Araújo, 2014), com padrão *stockwork* (garimpo Nhô - Santos e Coutinho, 2008), com texturas em pente (garimpo Nhô - Santos e Coutinho, 2008) e preenchendo cavidades (Assunção e Klein, 2014; Araújo, 2014; Assunção e Klein, 2014) Veios extensionais associados a transcorrências sinistrais encaixados em granitoides da Suíte Intrusiva Maloquinha também foram descritos por Klein et al. (2000) nos garimpos Mamoal e Troca-Troca.

Os depósitos Central (Araújo, 2014) e Moreira Gomes (Assunção e Klein, 2014) no campo Cuiú-Cuiú, localizados cerca de 35km a NE do depósito TCZ apresentam paragênese hidrotermal (sericita, clorita, quartzo, carbonato, pirita) e as feições microscópicas associadas ao preenchimento dos veios (i.e. quartzo hexagonal cristalizado a partir das paredes dos veios extensionais, sericita ao longo de microfraturas no feldspato potássico e alterando o plagioclásio em distintos graus, carbonato tardio) muito similares às observadas no depósito TCZ, assim como a pirita é o sulfeto dominante, com galena, esfalerita e calcopirita em menor proporção. No depósito Central, estes sulfetos ocorrem de forma similar ao depósito TCZ, preenchendo fissuras e cavidades, enquanto no depósito Moreira Gomes ocorrem como inclusão na pirita. A principal diferença entre estes dois depósitos é que o depósito Central está encaixado em granitoides da Suíte Intrusiva Parauari ($1983 \pm 3\text{Ma}$ - Pb-Pb em zircão; Silva Junior et al., 2012) e o depósito Moreira Gomes em granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão ($1997 \pm 3\text{Ma}$ - Pb-Pb em zircão; Silva Junior et al., 2012). Porém, datações pelo método Pb-Pb em pirita, revelam que a mineralização em ambos os depósitos pertence ao evento mineralizador de 1,86 Ga, com idades modelo variando entre 1858 a 1907Ma (Silva Junior et al., 2012). Todas estas informações sugerem que, ainda que o depósito Moreira Gomes esteja encaixado em granitoides da Suíte Intrusiva Parauari, a mineralização é posterior e relacionada ao magmatismo distensional da Província Aurífera do Tapajós.

Desta forma, verifica-se que o padrão das estruturas associadas a M2 no depósito TCZ se assemelha mais o padrão das mineralizações geradas em resposta a tectônica distensional que controlou a colocação dos granitoides da Suíte Intrusiva Maloquinha, ou seja, a deformação imposta as rochas da Província Aurífera do Tapajós após 1882Ma, do que com as mineralizações associadas a D2.

A comparação da primeira fase de mineralização no depósito TCZ com o estilo de deformação nos demais depósitos presentes na Província Aurífera do Tapajós fica bastante limitada, já que tal padrão não foi encontrado na bibliografia pertinente. Apesar de feições similares terem sido observadas no depósito Moreira Gomes, de acordo com Assunção e Klein (2014) a sericita e os demais minerais hidrotermais (clorita, quartzo, carbonato e pirita) integram a mesma paragênese e, portanto, a mesma fase de mineralização. O controle estrutural da deformação em M1, apesar de ter sido sugerido, não pôde ser caracterizado. Desta forma, comparações com o contexto tectônica regional ficam restritas.

7.5. Hipóteses de evolução dos processos geradores do depósito de ouro TCZ e as implicações sobre o modelo genético da mineralização

Se considerada a relação causal entre o magmatismo e o sistema hidrotermal/mineralizador de M1 na primeira hipótese e as características gerais relacionadas ao granito TCZ, tais como: (i) um magmatismo rico em fluidos; (ii) composição monzogranítica; (iii) afinidade cálcio-alcálica; (iv) caráter metaluminoso; (v) o contexto pós-colisional de colocação; (vi) mineralização associada à cúpula da intrusão, o sistema de mineralização de ouro relacionado a intrusões (IRGS) poderia ser considerado para a classificação desta fase de mineralização no depósito TCZ. De acordo com Robert et al. (2007), esse sistema de depósitos pode ser dividido em sistemas oxidados, que incluem os depósitos dos sistemas pórfiros e epitermais, assim como os depósitos escarníticos associados e, sistemas reduzidos, com associação metálica Au-Bi-Te-As em veios associados espacialmente e temporalmente com intrusões de caráter reduzido (série a ilmenita). Na primeira hipótese, foi considerada uma ligação genética entre o magmatismo granítico e a primeira fase de mineralização, a qual seria consequência do fraturamento hidráulico associado a exsolução de voláteis na região de cúpula do granito. Este processo é igual ao dos depósitos dos sistemas pórfiros, cuja mineralização está em veios, *stockwork*

e brechas de fraturamento hidráulico e a um amplo sistema de zonas hidrotermais. Apesar de haver um fraturamento assistido por fluidos no depósito TCZ, as fraturas se limitam à escala microscópica e as brechas tipo I ocorrem de forma localizada. Ou seja, faltam no depósito TCZ os elementos típicos dos depósitos do sistema pórfiro. No zoneamento hidrotermal clássico do sistema pórfiro, a zona de alteração propilítica é extensa e envelopa uma zona central de alteração potássica, definida pela neocristalização de silicatos de alumínio e potássio, junto à qual os veios de quartzo em stockwork são abundantes (Jonh et al., 2010). A alteração fílica ou argílica se desenvolvem localmente. Este zoneamento hidrotermal típico dos sistemas pórfiros não é observado no depósito em estudo. Ainda que o sienogranito vermelho seja considerada uma rocha hidrotermal potássica, esta envelopa a zona de alteração sericítica, num arranjo inverso ao observado nos sistemas pórfiros. Da mesma forma, a cor vermelha do sienogranito está associada a um processo de microclinização do feldspato potássico primário, em decorrência da deformação de baixa temperatura que afetou o granito em estado sólido. Desta forma, esta facies não caracteriza uma zona de alteração potássica típica.

A possibilidade de haver um volume restrito de fluidos no momento do fraturamento hidráulico poderia justificar a escala restrita do fraturamento e o desenvolvimento de um sistema hidrotermal de pequena expressão. Todavia, não há informações disponíveis que permitam embasar tal hipótese ou mesmo que permitam classificar M1 como uma mineralização do tipo pórfiro, considerando os modelos clássicos.

Nas duas hipóteses propostas, a segunda fase de mineralização é considerada uma mineralização controlada pela tectônica transcorrente sinistral e associada a fluidos hidrotermais de origem, provavelmente, magmática, não relacionados ao magmatismo gerador das rochas que hospedam a segunda fase de mineralização.

Considerando o controle estrutural e a relação espacial entre a mineralização e as falhas no depósito TCZ, o modelo de ouro do tipo orogênico (Groves, et al., 1998) poderia ser considerado, assim como já foi para inúmeras outras ocorrências e depósitos na Província Aurífera do Tapajós. Contudo, a ausência de metamorfismo associado à época de mineralização do depósito torna este modelo improvável.

Nos sistemas IRGS a relação genética entre a mineralização e o plúton gerador do sistema hidrotermal é uma premissa básica, mas as mineralizações podem ocorrer em diferentes posições em relação ao plúton. As mineralizações podem estar hospedadas na própria intrusão ou nas rochas encaixantes do plúton, podendo estas últimas serem proximais, i.e. dentro da auréola do metamorfismo de contato, ou distais, i.e. externa a auréola de metamorfismo de contato (Hart et al., 2000; Lang e Baker, 2001). De acordo

com Hart et al. (2000), os depósitos distais são condicionados pela tectônica, pelos litotipos e pelo hidrotermalismo, as mineralizações auríferas apresentam assinatura geoquímica típica $As + Sb \pm Hg$ e os últimos pulsos hidrotermais podem gerar veios de quartzo mineralizados em Pb-Zn-Ag (Hart, 2007, Lang e Baker, 2001). Estes veios distais, quando associados a cisalhamento, podem ser formar a alguns quilômetros de distância das intrusões, como é o caso do distrito argentífero de Keno Hill, no cinturão aurífero de Tombstone, com mineralizações a cerca de 30km (Hart, 2007) da intrusão geradora do sistema mineralizador.

Desta forma, considerando o lapso temporal de cerca de 120Ma entre a idade da muscovita (ca. 1865Ma) e a idade de cristalização dos granitos hospedeiros da mineralização (ca. 1996-1980Ma), os veios de M2 poderiam ser considerados veios distais de um IRGS, cujos fluidos seriam provenientes de uma intrusão nas proximidades do depósito TCZ, localizada em profundidade ou nas adjacências. A presença de uma intrusão alongada paralelamente às falhas transcorrentes que limitam o corpo ígneo, a SE do depósito (Figura 45), é um indicativo do controle estrutural durante o magmatismo e da presença de descontinuidades estruturais que podem ter funcionado como condutos para os fluidos magmáticos exsolvidos. Apesar da origem dos fluidos associados a M2 não ter sido determinada, conforme anteriormente discutido, há indícios que apontam para uma origem magmática. Considerando a origem magmática dos fluidos, a não determinação da intrusão causativa da mineralização, implica na ausência de informações imprescindíveis à classificação do modelo como IRGS. O estado de oxidação é um destes elementos. Contudo, o controle estrutural da mineralização, as características das inclusões fluidas ricas em CO_2 e de salinidade e temperaturas moderadas (280 – 327°C), a origem magmática do sulfeto associado a mineralização ($^{34}\delta S$ em M2 entre -0,3 e 3,2‰), a correlação positiva entre os teores de ouro e As e a presença de mineralização de Pb e Zn são fatores que reforçam tal interpretação. A ausência de halos de alteração hidrotermal extensos também é característica desse tipo de mineralização (Hart e Goldfarb, 2005),

Desta forma, em ambas as hipóteses as duas fases de mineralização podem ser classificadas como pertencendo ao IRGS. Na hipótese 1, M1 seria do tipo IRGS oxidado e em M2, a mineralização seria classificada como distal em um IRGS reduzido. Já na hipótese 2, ambas seriam classificadas como mineralizações distais de um IRGS reduzido, mas estudos mais aprofundados precisam ser realizados com a intensão de verificar se M2 é uma mineralização distal, assim como trabalhos de campo e análises geoquímicas e geocronológicas na área de afloramento do granito pertencente a Suíte Intrusiva Maloquinha, nas proximidades do depósito, são imprescindíveis para verificar a possível relação genética da mineralização com este plúton.

7.6. Implicações das condicionantes da mineralização sobre a prospecção mineral na área.

Com base nas informações discutidas é possível definir três guias prospectivos principais para a região, são eles: a direção estrutural N100°E, evento tectônico transcorrente sinistral e a presença de intrusões da Suíte Maloquinha. A conjunção destes três fatores parece ter sido responsável na área do Tocantinzinho pela gênese da mineralização, ao menos a de alto teor associado a segunda fase de mineralização. Desta forma, estes guias devem ser considerados na busca de novas mineralizações. A componente normal associada ao cisalhamento sinistral pode indicar a extensão em profundidade da mineralização no depósito TCZ, preferencialmente para a direção NW, que corresponde a direção principal de mergulhos dos veios de quartzo.

Outras implicações possíveis desta pesquisa dependem da confirmação do modelo estrutural, após a abertura da mina do TCZ. As variações observadas em relação a direção principal das falhas transcorrentes que limitam o depósito, entre N100°E e N130°E podem estar relacionadas a presença geometria em *pull apart*, podendo desta forma configurar zonas que concentram a circulação de fluidos e, conseqüentemente a mineralização.

Caso se confirme a segunda fase de mineralização como uma mineralização distal, formada a partir da circulação de fluidos gerados em uma intrusão gerada durante o magmatismo Maloquinha, há grandes chances de haver uma mineralização aurífera importante hospedada na intrusão geradora do sistema hidrotermal.

Independente do modelo genético de cada fase de mineralização, os dados obtidos mostram que o controle tectônico configura uma condicionante extremamente relevante sobre a mineralização no depósito TCZ, assim como isto já foi constatado em outros trabalhos de escala regional (Coutinho, 2008; Santos et al., 2001; Klein et al., 2001b; Klein et al. 2000; Almeida et al, 2000; Bahia e quadros et al., 2000

7.7. Dacitos

A colocação dos diques de dacito e sua relação com a evolução do depósito TCZ permanecem incompreendidas e por este motivo não foram discutidas em conjunto com as demais rochas. Estas rochas encerram o magmatismo na área do depósito e apresentam idade U-Pb em zircão (U-Pb CA-ID-TIMS em zircão) compreendida entre as idades de cristalização das duas fácies principais do granito (Fig. 14), que constituem suas encaixantes. A composição química desta rocha é distinta desde elementos maiores até os traços, assim como a assinatura geoquímica apresenta um padrão que se assemelha ao das rochas ígneas geradas em ambientes anorogênicos e não ao das cálcio-alcalinas de alto potássio geradas em ambiente pós-colisional. Os zircões datados são interpretados como zircões herdados das rochas encaixantes. Ainda, não se pode descartar a possibilidade de contaminação desta amostra por enclaves do granito, uma vez que as condições de preparação da amostra não são conhecidas e a descrição da amostra obtida para a datação é de um contato brusco entre o dacito e o granito. Estes dados foram obtidos no laboratório de geocronologia do departamento de ciências da terra, oceanos e atmosfera da Universidade de British Columbia, no Canadá e cedidos pela Eldorado Gold Corporation. Por isso novas datações são importantes para que se confirme a idade da rocha.

A alteração hidrotermal pervasiva, poderia sugerir uma relação com a primeira fase de mineralização, contudo teores de ouro só ocorrem associados a veios de quartzo e pirita (100-200ppb) e, as estruturas típicas da segunda fase de mineralização não são observadas, tampouco os silicatos e sulfetos que caracterizam M2. Desta forma, sugere-se que o magmatismo gerador desta rocha não está relacionado ao magmatismo granítico ou andesítico do depósito, mas sim a um evento posterior e relacionado ao magmatismo anorogênico da Suíte Intrusiva Maloquinha. Com base nisto, a idade argônio obtida para a muscovita fina hidrotermal, muito provavelmente, representa a idade do hidrotermalismo que afetou o dacito após a sua cristalização durante o evento Maloquinha.

8. Conclusão

Os principais resultados deste trabalho são:

- Pelos menos **quatro tipos distintos de rochas compõem a área do depósito TCZ**, na região dentro lesto da Província aurífera do Tapajós. Da rocha mais antiga para a mais jovem foi mostrado o alojamento sucessivo de (i) **granodioritos e microgranodioritos** que constituem as rochas encaixantes do depósito e que ocorrem externamente a zona mineralizada; (ii) sienogranitos a monzogranito que formam o **granito TCZ**, a principal hospedeira da mineralização, com duas fases distintas de mineralização; (iii) diques de **andesito** que são intrusivas nas rochas anteriores e apresentam uma fase de mineralização bem definida; e (iv) diques de **dacito** que são intrusivos nas demais, mais cuja evolução e relação com as demais e com a mineralização permanece incompreendida;
- Os dados geocronológicos U-Pb em zircão mostram que o a principal fase do magmatismo na região do Tocantinzinho ocorreu durante um período de ca. 18Ma, entre 2007 – 1979Ma, que corresponde a colocação das rochas encaixantes e do granito TCZ. Os diques de andesitos apresentam idade mínima de 1975Ma para sua fase precoce e uma idade máxima entre 1960-1950Ma para a colocação dos diques tardios, tendo como base a deformação em estado sólido imposta ao granito TCZ;
- Os dados geoquímicos integrados com os dados estruturais e geocronológicos sugerem que as rochas do Tocantinzinho foram geradas pelo magmatismo Creporizão, associadas a transcorrências sinistrais de direção NW-SE;
- A combinação das idades U-Pb e Ar/Ar destas rochas permitiu o cálculo de uma curva de resfriamento que sugerem **velocidades de resfriamento entre 3,6 e 14,6°C/Ma, consideradas baixas a moderadas**, quando comparadas aos orógenos modernos. Essas taxas indicam que a exumação vertical não foi predominante durante o resfriamento das rochas do Tocantinzinho, o que é compatível com o estilo tectônico controlado por movimentos predominantemente horizontais;
- As feições petrográficas e as associações litológicas permitem definir que o granito TCZ se cristalizou a partir de um magma rico em fluidos, em nível crustal raso e controlado por processos de sub-resfriamento que geraram as heterogeneidades observadas;
- A mineralização aurífera foi caracterizada com base em suas características mineralógicas e estruturais definindo duas fases distintas de mineralização, ambas

Conclusão

associadas a estruturas rúpteis, para as quais a segunda fase apresenta um controle tectônico bem definido. As duas fases de mineralização estão restritas espacialmente a corredor tectônico limitado pelas falhas transcorrentes sinistrais de direção N100°-130°E;

- A primeira fase de mineralização tem um controle tectônico menos óbvio e apresenta uma mineralização de baixo teor associada a microfraturas e brechas preenchidas por muscovita e pirita. A geração destas fraturas foi atribuída a processos de fraturamento hidráulico e o modelo de mineralização do tipo pórfiro foi sugerido, mas características importantes destes sistemas mineralizadores estão ausentes e desta forma o modelo resta sem comprovação;
- A segunda fase de mineralização de alto teor em ouro foi controlada espacial e geneticamente por falhas transcorrentes sinistrais com uma componente normal. As estruturas mineralizadas de direção N30°-60°E são veios tipo *tension gashes* e brechas em *pull apart* preenchidas principalmente por quartzo e clorita, com galena, pirita, esfalerita, calcopirita e ouro livre associados. O modelo de mineralizações distais associados a sistemas relacionados a intrusões (IRGS) foi proposto, mas estudos complementares para encontrar a intrusão geradora dos fluidos são imprescindíveis
- **A datação dos eventos hidrotermais M1 e M2** foi tentativamente feita pelos métodos Ar/Ar e U-Pb, contudo somente a datação argônio mostrou resultados com significado geológico, mas que **não foram conclusivos**, já que não foi possível determinar se a idade obtida corresponde a idade de mineralização **ou** de rejuvenescimento do sistema argônio. **Mas mostra claramente a influência do evento magmático/mineralizador associado ao magmatismo Maloquinha.**

Duas hipóteses de evolução para o depósito foram apresentadas e discutidas, ambas apresentam argumentos favoráveis e contrários, contudo, com base nos dados disponíveis não foi possível concluir sobre este tópico. Na hipótese 1, a distribuição das estruturas rúpteis de da mineralização em M1 são mais coerentes, no entanto as características genéticas de M1 implicam em um modelo de mineralização compatível com o dos sistemas pórfiros, cujo estilo de mineralização e de alteração hidrotermal não são observados. Ainda, os dados geotermométricos podem justificar o rejuvenescimento total do sistema argônio em um evento 100Ma, mas critérios mais consistentes precisam ser definidos para que se faça tal afirmação. Na hipótese 2, as idades argônio são explicadas de forma mais simples, contudo é necessário justificar porquê duas fases geradas em resposta ao mesmo evento tectônico e no mesmo nível estrutural apresentam estilos estruturais e de mineralização distintos, assim como fluidos com composições diferentes.

Conclusão

Considerando que ambos os modelos encontram sustentação nas características dos sistemas relacionados à intrusões (IRGS), já que em ambas há relação genética entre o fluido hidrotermal e o magmatismo, seja na hipótese em que o fluido foi gerado pelo magmatismo TCZ em um sistema pórfiro, seja na hipótese em que o fluido foi gerado pelo magmatismo Maloquinha e a mineralização é distal em relação ao plúton gerador do fluido, mantêm-se a classificação do depósito TCZ como um IRGS previamente feita por Juras et al. (2011), Villas et al. (2013), Santiago et al. (2013).

Qualquer que seja o modelo adotado, as consequências deste trabalho sobre os projetos de exploração do depósito TCZ são fundamentais. Foi demonstrado claramente que a tectônica foi um fator essencial a formação do depósito, desenvolvida em contexto rúptil e concentrada em um corredor tectônico de direção N100°E. Os guias prospectivos estão melhor definidos, com a determinação da importância deste corredor tectônico, da existência de uma componente tectônica normal, que permite considerar uma possível extensão em profundidade em direção a NW, seguindo a direção do corredor tectônico e também a presença de intrusões associadas ao magmatismo Maloquinha considerados fonte importante de metais e fluidos.

Neste contexto, é fundamental a associação de três condicionantes à prospecção: direção estrutural de N100°E, evento tectônico sinistral normal e magmatismo Maloquinha para determinar zonas prospectivas potenciais. A abertura da mina no depósito TCZ permitirá a verificação da veracidade do modelo estrutural interpretado e avanços na compreensão do modelo genético. Assim como será possível verificar se a variação na direção da falha principal, entre N100°E e N130°E, pode estar associada a abertura de um sítio em *pull apart*, que poderá configurar zonas importantes de concentração de minério e um guia prospectivo igualmente relevante. Esta hipótese, considerando a limitação dos dados disponíveis atualmente, resta bastante hipotética, mas representa uma consequência do modelo estrutural apresentado neste trabalho. Ainda, trabalhos de campo com o intuito de localizar a intrusão tipo “Maloquinha”, a qual seria a fonte dos fluidos e traçar o zoneamento entre o polo distal, já enriquecido em ouro, e o polo proximal, com potencial elevado de mineralização, pode ser relevante.

Esta pesquisa se diferencia das anteriores por apresentar argumentos que permitem diferenciar duas fases de mineralização, anteriormente tratadas como um evento único, assim como sua abordagem estrutural permitiu a definição do controle da tectônica sobre a evolução do depósito. A questão fundamental que resta ser respondida é a relação temporal entre as duas fases de mineralização M1 e M2 e seus estilos distintos de deformação, de mineralização e paragêneses distintas. Para responder a esta questão, a obtenção de

Conclusão

dados geocronológicos complementares, assim como a caracterização da natureza e dos fluidos mineralizadores (geoquímica isotópica e microtermometria de inclusões fluidas) são imprescindíveis.

Recomenda-se também que estudos geoquímicos e geocronológicos mais detalhados sejam realizados nas rochas sub-vulcânicas, para que se possa melhor compreender sua gênese e a relação com a evolução do depósito do Tocantinzinho e o sistema mineralizador em ambas as fases.

Referências Bibliográficas

ALEXANDROV, P.; RUFFET, G.; CHEILLETZ, A. Muscovite recrystallization and saddle-shaped $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra: Example from the Blond granite (Massif Central, France). **Geochimica et cosmochimica Acta** V.66, p. 1793–1807, 2002.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B. de; FUCK, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, VIII., Paraíba, **Atas...Boletim do Núcleo do Nordeste**, V.6, p.366, 1977.

ALMEIDA, F.F.M. DE; HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, 1984.

ALMEIDA, M.E.; BRITO, M. de F. L. de; FERREIRA, A.L.; MONTEIRO, M.A.S.; **Projeto especial Província mineral do tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB-21-V-D). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000**. Brasília: CPRM, 2000.

ALMEIDA, M.E.; FERREIRA, A.L.; BRITO, M.F.L.; MONTEIRO, M.A.S. **Proposta da evolução tectono-estrutural da Província Tapajós com base na geologia da Folha Vila Mamãe Anã e Jacareacanga (1:250,000), região limite dos estados do Amazonas e Pará**. In (Eds): REIS, N.J., MONTEIRO, M.A.S. Contribuições à geologia da Amazônia, Volume 2. Sociedade Brasileira de Geologia – SBG, Belém, 57-112, 2001.

ARAÚJO, A.C.S. **Estudos isotópicos e de inclusões fluidas no depósito Central do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, estado do Pará**. Dissertação (Mestrado em geologia e geoquímica). Universidade Federal do Pará, Belém, 2014.

ASSUNÇÃO, R.F.S.; KLEIN, E.L. The Moreira Gomes deposit of the Cuiú-Cuiú goldfield: Fluid inclusions and stable isotope constraints and implications for the genesis of granite-hosted gold mineralization in the Tapajós Gold Province, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** V.49, p. 85-105, 2014.

BAILEY S.W. Chlorites: structures and crystal chemistry. In: Bailey S.W. (ed.). Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of micas). **Reviews in Mineralogy** V.19, p. 347-403. 1988.

BAHIA, R.B.C.; QUADROS, M.L do E.S. **Projeto especial Província mineral do tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB-21-X-C) Estados do Pará. Escala 1:250.000**. Brasília: CPRM, 2000. (Nota explicativa em CD-ROM)

BAKER, T. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusion in Intrusion-related gold deposits. **Economic Geology**, vol. 97, p. 1111-1117, 2002.

BARKER, D. S. Compositions of granophyre, myrmekite, and graphic granite. **Bulletin of the Geological Society of America** v.81, p. 3339–3350. 1970.

BLACK, L. P.; KAMO, S. L.; ALLEN, C. M.; DAVIS, D. W.; ALENIKOFF, J. N.; VALLEY, J. W.; MUNDIF, R.; CAMPBELL, I. H.; KORSCH, R. J.; WILLIAMS, I. S.; FOUDOULIS C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of trace element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. **Chemical Geology**, v. 205(1), p. 115-140, 2004.

BORGES, R.M.K.; DALL'AGNOL, R.; LAMARÃO, C.N.; FIGUEIREDO, M.A.B.M.; LEITE, A.A. da S.; BARROS, C.E. de M.; COSTI, H.T. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v.39, p. 375-393, 2009.

BRUGUIER, O.; HAMMOR, D.; BOSH, D.; CABY, R. Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough massif, NE Algeria): Implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean **Chemical Geology**, v. 261, p. 171-183, 2009.

CANDELA, P.A., A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and ore metals. **Journal of Petrology** v.38, p. 1619-1633, 1997.

CASTRO, A.A. **Gênese do depósito de ouro Tocantinzinho, Província Aurífera do Tapajós (PA): evidências a partir de dados de geologia, petrologia e inclusões fluidas**. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica), Universidade Federal de Brasília, Brasília, 133p. 2015.

CATHELINEAU, M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. **Clay minerals** v.23, p. 471-485, 1988.

CHAPPELL B.W., WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. **Pacific Geology** v.8, p. 173-174, 1974.

CHAPPELL B.W., WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types: 25 years later. **Australian Journal of Earth Sciences** v.48, p. 489-499, 2001.

CLAIRBONE L.L.; MILLER, C.F.; WALKER, B.A.; WOODEN, J.L.; MAZDAB, F.K.; BEA, F. Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircon: An example from the Spirit Mountain batholith, Nevada. **Contributions to Mineralogy and Petrology** v.160, p. 511-531, 2006.

CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2. Arica, Chile. **Atas...** Arica: Chile, 1979, v.4, p. 137-148, 1979.

COUTINHO, M.G. DA N. (org). **Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa preliminar para ouro em SIG**. Rio de Janeiro: CPRM, 2008.

DAHL, P.S. The crystal-chemical basis for Ar retention in micas: Inferences from interlayer partitioning and implications for geochronology. **Contributions to Mineralogy and Petrology** v.123, p. 22-39, 1996.

DALL'AGNOL, R., COSTI, H.T., LEITE, A.A.S., MAGALHÃES, M.S., TEIXEIRA, N.P. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. **Precambrian Research** v.95, p. 9-39, 1999.

ECHEVERRI-MISAS, C.M. **Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA)**. Dissertação (Mestrado em mineralogia e Petrologia) - Instituto de Geociências, da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

EILU, P.K., MATHISON, C.I. GROVES, D.I., ALLARDYCE, W.J. **Atlas of alteration assemblages, styles and zoning in orogenic lode-gold deposits in a variety of host rock and metamorphic settings**. Geology and geophysics Department (Centre for Strategic Mineral Deposits) UWA Extension, The University of Western Australia, publicação 30, 50 p., 1999.

FARACO, M.T.L.; CARVALHO, J.M.A.; KLEIN, E.L. **Carta metalogenética da Província Aurífera do Tapajós**. In: Costa, M.L.C., Angélica, R.S. (Eds.), *Contribuição a Geologia da Amazônia*. Sociedade Brasileira de Geologia - SBG-NO, Belém, Brasil, pp. 423-437, 1997.

FERREIRA, A.L.; ALMEIDA, M.E.; BRITO, M. de F. L. de; MONTEIRO, M.A.S. **Projeto especial Província mineral do tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB-21-Y-B). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000**. Brasília: CPRM, 2000. (Nota explicativa em CD-ROM)

FITZGERALD, J. G.; MCLAREN, A. C. The microstructures of microcline from some granitic rocks and pegmatites. **Contributions to Mineralogy and Petrology** v.80, p. 219-229, 1982.

FOSSSEN, H., *Structural Geology*. **Cambridge University Press**, Nova York, p 463, 2010.

GLOAGUEN, E.; BRANQUET, Y.; CHAUVET, A.; BOUCHOT, V.; BARNANSOM, L.; VIGNERESSE, J.L. Tracing the magmatic to hydrothermal transition in low-strain zones: the role of magma dynamics in strain localization at pluton roof, implications for intrusion-related gold deposits. **Journal of Structural geology** v.58, p. 108-121, 2014.

GROVES, D.I.; GOLDFARB, R.J.; GEBRE-MARIAN, M.; HAGEMAN, S.G.; ROBERT, F. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context in their crustal distribution and relationship to other gold deposits types. **Ore Deposits Review**, v. 13, p. 7-27, 1998.

GRUEN, G., HEINRICH, C.A.A., SCHROEDER, K. The Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au Deposit. II. Vein Geometry and Ore Shell Formation by Pressure-Driven Rock Extension. **Economic Geology**, vol. 105, p. 69–90, 2010.

HARRISON, T.M.; DUNCAN, I.; MCDUGALL, I.; Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. **Geochimica and Cosmochimica Acta** V.49, p. 2461-2468, 1985.

HART, C.J.R., BAKER, T., BURKE, M. **New exploration concepts for country-rock hosted intrusion related gold systems: Tintina gold belt in Yukon British Columbia and Yukon Chamber of Mines Cordillera Round up**. Special vol. 2, p. 145-172, 2000.

HART, C.J.R., AND GOLDFARB, R.J. Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems: New Zealand Minerals Conference, 2005, **Proceedings**...Auckland, p. 125–133, 2005.

HART, A.J.R., **Reduced intrusion-related gold systems**, in: GOODFELLOW, W.D. (ed.), *Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special, p. 95-112, 2007.

HART, A.J.R., A redox regime for intrusion-related gold systems: GSA Denver Annual Meeting, 2010, **Abstract**...Denver, paper 84-10, 2010.

ISHIHARA, S. The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. **Mining Geology**, vol. 27. p. 293-305, 1977.

JAHNS, R.H. Internal evolution of pegmatite bodies. In: Černý, P. (Ed.): *Granitic pegmatites in Science and Industry*. **Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook**, v.8, p. 293–327, 1982.

JEBRAK, M. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. **Ore Geology review** 12, p. 111-134, 1997.

JOHN, D.A., AYUSO, R.A., BARTON, M.D., BLAKELY, R.J., BODNAR, R.J., DILLES, J.H., GRAY, FLOYD, GRAYBEAL, F.T., MARS, J.C.A., MCPHEE, D.K., SEAL, R.R., TAYLOR,

R.D., AND VIKRE, P.G. **Porphyry copper deposit model**, chap. B of Mineral deposit models for resource assessment: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5070-B, 169 p., 2010.

JOHANNES, W. **The significance of experimental studies for the formation of Migmatites**. In: Ashworth, J.R., (ed): Migmatites. Blackie, Glasgow London, p. 36-85, 1985.

JOURDAN, F.; RENNE, P.R. Age calibration of the Fish Canyon sanidine $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard using primary K-Ar standards. **Geochimica et cosmochimica Acta**, v. 71, p. 387-402, 2007.

JULIANI, C.; SILVA, R.H.C.; MONTEIRO, L.V.S.; BETTENCOURT, J.S.; NUNES, C.M.D. The Batalha Au-granite system-Tapajós Gold Province, Amazonian cráton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implications. **Precambrian Research**, v. 119, p. 225-256, 2002.

JULIANI, C.; RYE, R.O.; NUNES, C.M.D.; SNEE, L.W.; SILVA, R.H.C.; MONTEIRO L.V.S.; BETTENCOURT, J.S.; NEUMANN, R.; ALCOVER NETO, A. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable isotope constraints. **Chemical Geology**, v. 215 p. 95-125, 2005

JURAS, S.; GREGERSEN, S.; ALEXANDER, R. **Technical Report for the Tocantinzinho Gold Project, Brazil**. Vancouver: Eldorado Gold Corporation, 2011. 174p. Disponível em: < http://www.eldoradogold.com/i/pdf/Tech-Report-Tocantinzinho_Gold_Project_May_2011.pdf >. Acesso em: 10/04/2013.

KENT, A.J.R.; MCCUAIG, T.C. Disturbed ^{40}Ar - ^{39}Ar systematics in hydrothermal biotite and hornblende at the Scotia gold mine, Western Australia: Evidence for argon loss associated with post-mineralisation fluid movement. **Geochimica et cosmochimica Acta** v.61, p. 4655-4669, 1997.

KEPLER, H. The influence of the fluid phase composition on the solidus temperature in the haplogranite system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O - CO_2 . **Journal of Petrology** v.102, p. 321-327, 1989.

KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.; ROSA-COSTA L.T., CARVALHO, J.M. DE A. Geology of Paleoproterozoic Gneiss- and Granitoid-Hosted Gold Mineralization in Southern Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. **International Geology Review**, v. 44, p. 544-558, 2002

KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M. **Geologia da folha SB.21-Z-A-Vila Riozinho. Projeto Tapajós**. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM, Rio de Janeiro, Brasil, p. 240, 2000.

KLEIN, E.L.; SANTOS, R. A.; FUZIKAWA, K.; ANGÉLICA, R.S. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the Guarim gold mineralizations, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. **Mineralium deposita**, v. 36, p. 149-164, 2001.

KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.; SANTOS, A. dos; MARTINS, R.C. **Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A), Escala 1:250.000**. Brasília: CPRM, 2000. (Nota explicativa em CD-ROM).

KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.; RICCI, P. dos S.F.; BAHIA, R.B.C.; ALMEIDA, M.E.; Geologia – Contexto geológico Regional. In: KLEIN, E.L.; ALMEIDA, M.E.; VASQUEZ, M.; BAHIA, R.B.C.; SANTO, M.L.do E.; FERREIRA, A.L. **Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas: Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C)**. Estados do

Pará e Amazonas. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001 (Nota explicativa em CD-ROM)

KRANIDIOTIS, P.; MCLEAN, W. H. Systematics of Chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. **Economic geology** V.82, p. 1898-1911, 1987.

LAFON, J.M.; COUTINHO, M.G.N Isótopos radiogênicos de chumbo. In: COUTINHO, M.G. da N. (org). **Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa preliminar para ouro em SIG.** Rio de Janeiro: CPRM, 2008a.

LAMARÃO, C. N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; LIMA, E. F. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 119, p. 189-223, 2002.

LAMARÃO, C. N.; DALL'AGNOL, R.; PIMENTEL, M.M. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. **Journal of South American Earth Sciences** V.18, p.277-292, 2005.

LANG, J.R., BAKER, T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. **Mineralium Deposita**, vol. 36, p. 477-489, 2001.

LEAKE, B.E.; WOOLLEY A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GUILBERT, W.C.; GRICE, J.D.; HAWTHORNE, F.C.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.A.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; ROCK, N.M.S.; SCHUMACHER, J.C.; SMITH, D.C.; STEPHENSON, N.C.N.; UNGARETTI, L.; WHITTAKER, E.J.W.; YOUZHI, G. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. **The Canadian Mineralogist** v.35, p. 219-246, 1997.

LE BAS, M.J.; STRECKEISEN, A.L. The IUGS systematics of igneous rocks. **Journal of Geological Society** v.148, p. 825-833, 1991.

LEE, J.; MCCLELLAND, W.M.; WANG, Y.; BLYTHE, A.; MCWILLIAMS, M. Oligocene–Miocene middle crustal flow in southern Tibet: geochronology of Mabja Dome. In: LAW, R.D., SEARLE, M.P., GODIN, L. (eds): Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones. **Geological Society of London, Special Publications**, 268, p.445–469, 2006.

LE MAITRE, R. W.; BATEMAN, P. ; DUDEK, A. ; KELLER, J. ; LAMEYRE, J. ; LE BAS, M. J. ; SABINE, P. A. ; SCHMID, R. ; SORENSEN, H. ; STRECKEISEN, A. ; WOOLLEY, A. R. ; ZANETTIN, B. **A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks.** Oxford: Blackwell Scientific, 1989.

LI, H., YE, H., WANG, X., YANG, L., WANG, X. Geology and ore fluid geochemistry of the Jinduicheng porphyry molybdenum deposit, East Qinling. **China Journal of Asian Earth Sciences**, vol.79, p. 641-654, 2014.

LIEGEOIS, J.P.; NAVEZ, J.; HERTOGEN, J.; BLACK, R. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. **Lithos** 45, p. 1-28, 1998.

LIN, W.; MONIÉ, P.; FAURE, M.; SCHÄRER, U.; SHI, Y.; LE BRETON N.; QINGCHEN, W. Cooling paths during the Mesozoic Extensional Tectonics of NE China: example from the South Liaodong Peninsula Metamorphic Core Complex. **Journal of Southeast Asian Earth Sciences** v.42, p. 1048-106, 2011.

LONDON, D.; MORGAN VI, G.B.; HERVIG, R.L. Vapor-undersaturated experiments in the system muscovite–H₂O at 200 MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. **Contributions to Mineralogy and Petrology** v.102, p. 1-17, 1989.

LONDON, D. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. **Lithos** 184-187, p. 74-107, 2014.

LUDWIG, K. **SQUID 2: A User's Manual**, rev. 12 Apr, 2009. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, v. 5, 2009.

LUDWIG, K. **Isoplot/Ex, version 3.7: A geochronological toolkit for Microsoft Excel**. Berkeley, California, Geochronology Center, Berkeley, 2008.

LUVIZOTTO, G.L.; ZACK, T.; MEYER, H.P.; LUDWIG, T.; TRIEBOLD, S.; KRONZ, A.; MÜNKER, C.; STOCKLI, D.F.; PROWATKE, S.; KLEMME, S.; JACOB, D.E.; VON EYNATTEN, H. Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis. **Chemical Geology**, v. 261(3–4), p. 346–369, 2009.

MATTINSON, J.M. Zircon U–Pb chemical abrasion (“CA-TIMS”) method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. **Chemical Geology**, v. 220, p. 47-66, 2005.

MCDONOUGH, W.F.; SUN, S. The composition of the earth. **Chemical geology**, v. 120 p. 223-253, 1995.

MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S.; MATSUDA, N.S. Geocronologia Pb/Pb em zircão do Riolo Vila Raiol, Formação Iriri-sudoeste do Pará. 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, 1999, **Anais...**Manaus, Brazil, p. 475-477, 1999.

MUHR, K. **Eldorado Gold Announces Positive Feasibility Study on Tocantinzinho Gold Project**, 2015. Disponível em: < http://www.eldoradogold.com/files/doc_news/Eldorado-Gold-Announces-Positive-Feasibility-Study-on-Tocantinzinho-Gold-Project.pdf> Acesso em 12/08/2015

PASSCHIER, C.W. ; TROUW, R.A.J. Microtectonics. **Springer**, p.366, 2005.

PAWLEY, M.J.; COLLINS, W.J The development of contrasting structures during the cooling and crystallization of a syn-kinematic pluton. **Journal of Structural Geology** v.24, p. 469-483, 2002.

PEARCE, N.J.G.; PERKINS, W.T.; WESTGATE, J.A.; GORTON M.P.; JACKSON S.E.; NEAL C.R.; CHENERY, S.P. A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials. Geostandards Newsletter: **The Journal of Geostandards and Geoanalysis**: v. 21, p. 115–144, 1997.

PEARCE, J.A. Sources and settings of granitic rocks. **Episodes** 19, p. 120-125, 1996.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 956–983, 1984.

PIRAJNO, F. **Hydrothermal processes and mineral systems**. Australia: Springer, 2009.

PLINT, H.R.; MCDONOUGH, M.R. ⁴⁰Ar/³⁹Ar and K - Ar age constraints on shear zone evolution, southern Taltson magmatic zone, northeastern Alberta. **Canadian Journal of Earth Sciences** v. 32, p. 281 -291, 1995.

QUEIROZ, J.D.S. **Estudo dos fluidos hidrotermais relacionados ao depósito Tocantinzinho, Província Aurífera do Tapajós, com base em inclusões fluidas**. Monografia de conclusão de curso (Graduação em Geologia), Universidade Federal do Pará, Belém, p. 83, 2013.

REIS, J.R. Compartimentação tectônica. In: REIS, J.R.; ALMEIDA, M.E.; RIKER, S.L.; FERREIRA, A.L. (ORG) **Geologia e recursos minerais do Estado do Amazonas**. Manaus: CPRM, 2006.

RICCI, P. dos S.F.; VASQUEZ, M.L.; SANTOS, A.; KLEIN, E.L.; JORGE JOÃO, X. da S.; MARTINS, R.C. Suíte Intrusiva Creporizão - Província Tapajós: proposta e critérios de definição. Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus. **Boletim de Resumos Expandidos...** Manaus: SBG, p. 519-522, 1999.

RIEDER, M.; CAVAZZINI, G.; D'YAKONOV, Y.S.; FRANK-KAMENETSKII, V.A.; GOTTARDI, G.; GUGGENHEIM, S.; KOVAL', P.V.; MÜLLER, M.; NEIVA, A.M.R.; RADOSLOVICH, E.W.; ROBERT, J.L.; SASSI, F.; TAKEDA, T., WEISS, Z.; WONES, D.R. Nomenclature of the micas. **The Canadian Mineralogist** v.36, p. 586-595, 1998.

ROBERTS, M.P.; CLEMENS, J.D. Origin of high-potassium, calc-Alkaline, I-type granitoids. **Geology**, v. 21, p. 825-828, 1993

ROSA-COSTA L.T.; MONIÉ, P.; LAFON, J.M.; ARNAUD, N. A. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology across Archean and Paleoproterozoic terranes from southeastern Guiana Shield (north of Amazonian Craton, Brazil): Evidence for contrasting cooling histories. **Journal of South American Earth Sciences**, v.27, p. 113-128, 2009.

SANTIAGO, E.S.B.; VILLAS, R.N.; OCAMPO, R.C. The Tocantinzinho gold deposit Tapajós Province, state of Pará: host granite, hydrothermal alteration and mineral chemistry. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43 p. 185-208, 2013.

SANTOS, R.A. dos, COUTINHO, M.G. da N. Geologia estrutural. In: COUTINHO, M.G. da N. (org). **Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa preliminar para ouro em SIG**. Rio de Janeiro: CPRM, 2008.

SANTOS, J.O.S.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; MOURA, M.A.; MCNAUGHTON, N.J. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 36, p. 279-299, 2001.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROOVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research**, v. 3, p. 453-458, 2000.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. Timing of mafic magmatism in Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 409-429, 2002.

SANTOS, J.O.S.; VAN BREEMEN, O.B.; GROOVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; ALMEIDA, M.E.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domains, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. **Precambrian Research**, v. 131, p. 73-109, 2004.

SATO, K. TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; ONOE, A.T.; SOUZA, M.D. de. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. **Geologia USP. Série Científica**. v. 14(3) p. 3-18, 2014.

SCHMIDT, M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, v. 110, p.304-310, 1992.

SCOATES, J.S.; FRIEDMAN, R.M. Precise age of the platiniferous Merensky Reef, Bushveld Complex, South Africa, by the U-Pb zircon chemical abrasion ID-TIMS technique. **Economic Geology**, v. 103, p. 465-471, 2008.

SEEDORF, E., DILLES, J.H., PROFFETT, J.M., EINAUDI, M.T., ZURCHER, L., STAVAST, W.J.A., JOHNSON, D.A., BARTON, M.D. Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. **Economic Geology**, 100th Ann vol: 251-298, 2005.

SILVA, A.R.B. da, Tapajos gold garimpos. In: BÔAS, R.C.V.; BEINHOF, C.; SILVA, A.R. da. (Eds) **Mercury in the Tapajos basin**. Rio de Janeiro: CNPq/CYTED, 2001.

SILVA, R.H.C.; JULIANI, C.; NUNES, C.M.D., BETTENCOURT J.S. Petrographic characterization of the hydrothermal alteration zones associated with gold mineralization in granitic rocks of the Batalha gold field, Tapajós (Pará) – Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 242-245, 2000.

SILVA JUNIOR, C.A.S., KLEIN, E.L., GALARZA, M.A., MOORE, D.J. Petrografia e geocronologia das rochas hospedeiras e do minério sulfetado no depósito Central (Cuiú-Cuiú) – Província Aurífera do Tapajós, Para. Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, 46. **Anais...Santos, SBG**, 2012.

SMITH, J.V.; BROWN, W.L. Feldspar Minerals. Vol 1, **Spring-Verlag, Berlim**, 841p. 1988.

STACEY, J.S.; KRAMERS, J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. **Earth and Planetary Science Letters** v.26, p. 207-221, 1975.

STEIGER, R.H.; JAGER, E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 36, p. 359-362, 1977.

STRECKEISEN, A. Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry. **Neues Jahrbuch für Mineralogie**, v. 107, p. 144–204, 1967.

SUN, S.S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUDERS, M. J. **Magmatism in the ocean basins**. Londres, Geological Society Special Publ. v. 42, p. 313-345, 1989.

TASSINARI, C.C.G. **O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil**. 139p. - Tese de livre docência - Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo, 1996.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v. 22, p. 174-182, 1999.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO NETO, V.; *et al.* (Org.). **Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de F.F.M. de Almeida**. São Paulo: BECA, p. 471-486. 2004.

TAYLOR, R.G. **Ore textures Recognition and interpretation - vol.1 Infill**. James Cook University of North Queensland, 1992

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.A. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. **Precambrian Research**, v. 42, p. 213-227, 1989.

TOKASHIKI, C.C.; JULIANI, C.; MONTEIRO, L.V.S.; ECHEVERRI-MISAS, C.M.; AGUJA, A.A.; ARRAIS, L.B. **Eventos vulcânicos de 1,97Ga com mineralizações de ouro epitermal Low- e intermediate sulfidation, na porção sul da província aurífera do Tapajós (PA)**. 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, 2013, **Anais...** Belém, p. 625-628, 2013.

USERO, G.; JULIANI, C.; BELLO, R.M. da S.; ECHEVERRI-MISAS, C.M.; TOMMASINI, D.; MONTEIRO, L.V.S. **Estudo das inclusões fluidas da mineralização paleoproterozoica de Au-(Cu) do tipo pórfiro do Palito, Província Aurífera de Tapajós (PA)**. In: FRANTZ, J.C., MARQUES, J.C., JOST, H. **Contribuições a metalogenia do Brasil**. Porto Alegre: UFRGS – Instituto de Geociências, 2011.

VASQUEZ, M.; KLEIN, E.L. **Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo (SB.21-Z-C), Escala 1:250.000**. Brasília: CPRM, 2000. (Nota explicativa em CD-ROM).

VASQUEZ, M.L.; RICCI, P dos S.F.; KLEIN, E.L. **Granitoides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós**. Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém: SBG, p. 67-83, 2002.

VASQUEZ, M.L., ROSA-COSTA, L.T. **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará**. Belém: CPRM, 2008.

VASQUEZ, M.L., CHAVES, C.L., MOURAM E.M., OLIVEIRA, J.K.M. de. **Folha Jardim do ouro (SB-21-Z-A-III) escala 1:100.000**. Carta Geológica. CPRM, 2014b.

VASQUEZ, M.L., CHAVES, C.L., MOURA, E.M., OLIVEIRA, J.K.M.S. DE. **Folha São Domingos (SB-21-Z-A-II) escala 1:100.000**. Carta Geológica. CPRM, 2014a.

VERNON, R.H. A practical guide to rock microstructure. **Cambridge University Press**, Cambridge, p. 578, 2004.

VILLAS, R.R.N.; QUEIROZ, J.D.S. Estudo dos fluidos hidrotermais relacionados ao depósito Tocantinzinho, Província Aurífera do Tapajós, com base em inclusões fluidas. 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, 2013, **Anais...** Belém, p. 655-658, 2013.

VILLAS, R.N.N.; SANTIAGO, E.S.B.; CASTILHO, M.P. Contexto geológico, estudos isotópicos (C, O e Pb) e associação metálica do depósito aurífero Tocantinzinho, domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima. **Geologia USP. Série Científica**. v. 13, p. 119-138, 2013.

YUE, Z.; XIAOHAN, L.; SHICHENG, Z.; BIAO, S. Syn-and post-tectonic cooling and exhumation in the Larsemann Hills, East Antarctica. **Episodes** 20, p. 122-127, 1997.

WATSON, E.B.; WARK, D.A.; THOMAS, J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile: **Contributions to Mineralogy and Petrology** v. 151, p. 413-433, 2006.

ZHANG, L., LI, N. Geochronology and zircon Hf isotope geochemistry of granites in the giant Chalukou Mo deposit, NE China: Implications for tectonic setting. **Ore Geology Reviews**, v. 81, p.780–793. 2017.

Anexo I – Química de rocha total

Tabela 10 - Análise química em rochas total das diferentes amostras do TCZ.

Amostra		111-1G	Encaixantes 111-3G	G02-10G	107_am6	G02-P3	Andesitos		105_am1	Dacito	Granitos menos alterados	
Rocha		Granodiorito	Granodiorito vermelho	Microgranit o	Granodiorit o alterado	Andesito porfirítico	Andesito maciço	Andesito maciço alt.	Andesito porf. alt.	Dacito alterado	94-6G Álcali- feldspato granito verm.	135-7G Quartzo sienito granof.
Al ₂ O ₃	%	16,12	15,98	16,19	16,07	17,01	10,61	15,81	13,4	13,41	13,32	12,98
SiO ₂	%	66,04	64,4	65,69	61,09	56,47	50,86	38,06	44,36	78,05	72,36	74,36
CaO	%	2,96	2,98	3,3	4,11	6,08	6,59	12,05	6,63	0,03	1,16	0,6
K ₂ O	%	3,27	3,33	3,31	2,34	2,71	2,8	4,4	2,45	3,55	5,12	5,56
MgO	%	1,3	1,3	1,3	1,74	3,18	13,82	5,58	9,39	0,26	0,43	0,23
Na ₂ O	%	4,42	4,57	4,33	6,0	4,15	1,76	0,04	1,43	1,73	3,52	3,2
Fe ₂ O ₃	%	3,63	3,59	3,69	4,1	6,99	8,92	9,07	7,8	1,09	1,37	1,0
FeO	%	1,73	1,92	1,83	2,29	3,35	6,38	5,26	6,23	0,22	0,68	0,36
P ₂ O ₅	%	0,19	0,18	0,17	0,2	0,36	0,26	0,16	0,16	0	0,06	0,03
MnO	%	0,06	0,07	0,06	0,08	0,11	0,16	0,5	0,18	0,01	0,04	0,02
TiO ₂ (%)	%	0,45	0,46	0,47	0,48	0,96	0,79	0,65	0,58	0,009	0,29	0,25
Cr ₂ O ₃	%	0	0	0	0	0,006	0,158	0,042	0,102	0	0	0
LOI (%)	%	1,2	2,7	1	3,5	1,5	2,7	13,2	13,2	1,7	2,1	1,6
TOT/C	%	0,05	0,27	0	0,64	0,06	0,02	2,74	2,78	0	0,21	0,11
TOT/S	%	0	0	0	0	0,03	0	1,51	0	0,02	0,23	0,34
Cs(ppm)	ppm	1,8	1,6	2,6	1,3	1,7	3,6	7,8	5,6	5,9	1,8	1
Ga	ppm	18,6	18,1	16,9	18,9	19,4	14,3	25,2	13,8	34,2	12,6	13
Hf	ppm	4,7	4,8	5	5,3	5,6	3,2	1,9	2,1	6,9	5,8	4,7
Ba	ppm	1416	1425	1585	1065	1450	1165	490	442	208	793	503
Be	ppm	2	3	2	2	<1	<1	3	3	6	3	1
Co	ppm	70,1	74	64,9	49,2	52,5	64,7	185,4	47,5	40,9	88,9	75
Nb	ppm	7,3	8	7,4	8,9	14	9,6	5,2	4,7	41,6	11,8	12,6
Ni	ppm	0	0	0	0	30	469	92	243	0	0	0
Rb	ppm	91,7	97,8	86,2	71,1	83,1	99,6	319,4	159,1	371,4	148,1	154,9
Sc	ppm	6	6	6	7	15	19	26	17	0	4	3
Sn	ppm	1	2	1	1	2	2	3	1	18	2	1
Sr	ppm	789,4	797,3	800,6	763,4	701,4	487,7	537,7	562	29,1	140,9	111,3
Ta	ppm	0,7	0,6	0,6	0,6	0,9	0,6	0,8	0,3	5,2	1,1	1,1
Th	ppm	8	9	10,5	8,8	14	7,3	2,7	2,9	24,	13,3	13,3
U	ppm	1,8	2,4	3	2,6	3,5	1,5	0,9	0,8	17,4	2,9	3
V	ppm	58	55	53	64	182	153	142	119	8	15	13
W	ppm	464,3	495,4	507,6	263,5	225,9	94,2	964,8	81,6	339,4	633,1	593,5

Continua...												
Amostra		111-1G	Encaixantes 111-3G	G02-10G	107_am6	G02-P3	G02-P4	Andesito 105_am7	105_am1	Dacito 08-	Granitos menos alterados 94-6G	135-7G
Rocha		Granodiorito	Granodiorito vermelho	Microgranit o	Granodiorit o hidrotermal.	Andesito porfirítico	Andesito maciço	Andesito maciço alt.	Andesito porf. alt.	Dacito Alt.	Álcali-feldspato granito verm.	Quartzo sienito granof.
Y	ppm	15,1	12,8	13	18,6	23,2	17,9	18,8	9,6	125,2	34,2	30,3
Zr	ppm	180,9	167,2	189,2	205,3	234	123,3	79,4	83,3	78,5	211,1	146,6
Ag	ppm	0	0	0	0	0	0	0,5	0	0	0	0,4
As	ppm	0	0	0	0,7	0	0	8,7	1	0	0,7	1,4
Au	ppb	0	0	0	0,02	0,01	0	0,63	0,01	0,01	0,11	0,09
Bi	ppm	0	0	0	0	0	0	1	0	0,2	0,3	0,3
Cd	ppm	0	0	0	0	0	0	0,2	0	0	0	0
Cu	ppm	8,5	10,4	9,6	27,9	67,7	67,6	6	10	60,6	8,7	14,6
Hg	ppm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01
Mo	ppm	1,3	0,2	0,3	3	1,1	0,5	1	0,2	1,2	1,2	13,2
Ni	ppm	9	8,8	9	9,8	18,1	268,5	83,2	232,5	2,2	6,4	5,9
Pb	ppm	9,3	12	7,1	7,9	10,7	3,3	51	8,7	20,4	11,2	25
Sb	ppm	0	0	0	0,1	0,1	0	0	0	0	0	0
Se	ppm	0	0	0		0	0	1,1	0	0	0	0
Tl	ppm	0	0	0,2		0	0,3	0,1	0,2	0,2	0	0
Zn	ppm	56	62	55	80	45	34	87	76	8	22	9
La	ppm	39,5	39,6	41,9	40,7	54,2	24,3	15,1	16,1	1,3	59,2	44
Ce	ppm	76,5	77,5	79	81,2	104,6	52,6	32,8	33,7	3,7	132,2	93,7
Pr	ppm	8,24	8,75	8,54	9,18	11,89	6,18	4,21	3,79	0,65	14,71	11,06
Nd	ppm	29,2	30,7	29,8	34,6	43,7	24,6	17	14,7	3,8	51,3	38,6
Sm	ppm	4,8	4,89	4,72	5,93	7,72	4,48	3,72	2,86	3,76	9,42	7,28
Eu	ppm	1,06	1,05	1,05	1,13	1,73	1,18	1,33	0,7	0,28	1,1	0,71
Gd	ppm	3,48	3,7	3,35	4,68	6,09	4,19	3,8	2,4	9,05	7,23	5,95
Tb	ppm	0,5	0,44	0,48	0,66	0,82	0,57	0,58	0,36	2,4	1,12	0,99
Dy	ppm	2,7	2,7	2,44	3,53	4,36	3,33	3,41	2,16	17,33	6,59	5,9
Ho	ppm	0,49	0,46	0,46	0,59	0,78	0,61	0,61	0,41	3,76	1,25	1,13
Er	ppm	1,49	1,35	1,43	1,93	2,18	1,66	1,94	1,24	12,25	3,51	3,33
Tm	ppm	0,23	0,22	0,22	0,27	0,34	0,25	0,29	0,17	1,9	0,53	0,51
Yb	ppm	1,6	1,41	1,36	1,71	2,14	1,65	1,73	1,15	11,95	3,28	3,18
Lu	ppm	0,22	0,22	0,22	0,26	0,32	0,21	0,26	0,18	1,84	0,49	0,46
Fe ³⁺ /Fe ²⁺		0,88	0,68	0,81	0,60	0,87	0,25	0,55	0,12	3,45	0,81	1,44

Continua...											
Amostra rocha		Granitos menos alterados						Granitos hidrotermalizados			
		94-8G Monzo granito	105_am15 Álcali-feldspato granito	116_am1 seq. Ting 1/6	9G Monzo- granito	85_am5 seq. Ting 2/6	116_am seq. Ting 3/6	105_am5 Sienogranito	10_am3 Monzogranito	85_am3 Brecha tipo 1	85_am8 sienogranito
Al ₂ O ₃	%	13,67	11,89	13,08	13,06	12,89	13,87	10,02	16,66	14,66	12,73
SiO ₂	%	72,31	76,62	73,66	74,61	75,07	73,67	76,36	60,61	73,33	73,62
CaO	%	0,99	0,17	0,49	0,62	0,26	0,47	0,96	0,66	0,14	1,42
K ₂ O	%	5,3	4,58	5,37	4,86	4,82	5,32	4,09	6,18	4,64	4,78
MgO	%	0,37	0,30	0,42	0,50	0,58	0,47	0,42	0,32	1,07	0,46
Na ₂ O	%	3,6	2,8	3,1	2,5	3,3	3,3	2,2	4,8	2,2	3,3
Fe ₂ O ₃	%	1,3	1,6	1,4	1,2	1,2	1,3	3,0	5,9	1,5	1,2
FeO (%)	%	0,52	0,25	0,41	0,47	0,37	0,7	0,57	0,4	0,62	0,41
P ₂ O ₅	%	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,06	0,06	0,04
MnO	%	0,03	0	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02	0,01	0,04
TiO ₂	%	0,32	0,24	0,29	0,31	0,19	0,26	0,21	0,36	0,2	0,24
Cr ₂ O ₃	%	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LOI (%)	%	1,8	1,4	1,9	2	1,4	1	2,5	4,1	2	2
TOT/C	%	0,18	0,04	0,09	0,11	0,04	0,07	0,19	0,1	0,03	0,29
TOT/S	%	0,39	0,81	0,55	0,19	0,36	0,11	1,6	4,25	0,11	0,36
Cs(ppm)	ppm	2,2	1,8	1,6	2,7	2,1	1,9	1,3	2,1	4,4	2,1
Ga	ppm	13,2	13,6	14,3	13,9	15,3	16,5	10,9	16,4	20,4	12,1
Hf	ppm	6,1	5,3	6,7	6	5,2	5,6	4,6	7	3,4	5,6
Ba	ppm	781	619	612	559	557	669	464	801	564	1320
Be	ppm	0	5	0	3	0	4	3	1	6	4
Co	ppm	63,2	85,4	72,4	63,3	74,4	73,1	83,9	53,7	70,6	66,2
Nb	ppm	12,2	10,3	14,3	14,1	19,8	13,3	9,8	25	10,1	8,7
Ni	ppm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	ppm	150,3	157,4	179,1	188,2	169,9	177	130,8	175,5	278,4	165,1
Sc	ppm	4	4	4	4	4	3	3	4	5	3
Sn	ppm	2	2	2	2	2	2	1	2	4	1
Sr	ppm	144,3	112,4	107,4	102,7	102,9	113,7	77,4	164,3	84,4	167,3
Ta	ppm	1,1	0,9	1,2	1,2	1,3	1,2	0,9	1,3	0,9	0,7
Th	ppm	12,7	13,1	13,4	17,7	13,3	12,8	10,6	14,6	10	28,5
U	ppm	2,5	3,6	3,3	3,9	7,8	3,1	1,8	4,1	2,7	3
V	ppm	11	18	15	22	11	17	15	14	37	16

Continua...

Amostra		Granitos menos alterados						Granitos hidrotermalizados			
		94-8G	105_am15	116_am1	9G	85_am5	116_am	105_am5	10_am3	85_am3	85_am8
rocha		Monzo granito	Álcali-feldspato granito	seq. Ting 1/6	Monzo- granito	seq. Ting 2/6	seq. Ting 3/6	Sienogranito	Monzogranito	Brecha tipo 1	sienogranito
W	ppm	506	639,2	646,4	539,9	580,6	531,7	659,4	366,6	632,7	485,2
Y	ppm	36,9	31,4	39,1	41,4	29,3	31,3	27,1	43,4	13,6	11
Zr	ppm	229,3	178,5	217,3	206,9	143	192,1	159,6	232,6	125	204,7
Ag	ppm	2,2	1,2	1,1	0,1	2	0,1	2,3	2,8	0,2	0,3
As	ppm	1,9	1,9	5,8	0,8	7,1	0,9	2,4	2,6	0,7	4,1
Au	ppb	18,76	3,44	0,76	37,7	18,00	0,01	6,59	28,89	0,33	1,40
Bi	ppm	2,8	0,5	<0.1	0,0377	0,4	0,3	0,3	1	0,7	0,3
Cd	ppm	0	0	0,1	0	<0.1	<0.1	0	0	0	<0.1
Cu	ppm	73	45,9	16,6	0	31,9	8,2	39	11,2	91,1	4,5
Hg	ppm	*	0	<0.01	9,4	<0.01	<0.01	0	0	0	<0.01
Mo	ppm	0,9	10,1	0,8	0	0,7	0,5	0,3	3,8	2,3	0,1
Ni	ppm	4,7	6,9	5,5	0,6	5,6	4,8	7,7	5	6,7	4,4
Pb	ppm	37,8	1257,5	37,4	5,2	16,9	1184,7	14,6	79,3	20	29,4
Sb	ppm	0	0	0	15,8	0	0	0	0	0	0
Se	ppm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Tl	ppm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zn	ppm	15	6	20	0	14	16	17	12	14	9
La	ppm	61,6	52,6	54,7	12	44,9	54,4	47,9	62	28,8	56,1
Ce	ppm	132,9	108,2	108,6	57,8	97,9	114,2	104,6	130,9	59,4	101,8
Pr	ppm	15,01	12	12,6	130,5	11,54	12,76	11,43	14,83	6,55	10,28
Nd	ppm	57,8	43,6	45,6	15,08	40,4	44,8	42,2	53,6	23,4	33,3
Sm	ppm	9,73	7,97	8,07	53,5	7,53	7,86	7,2	9,66	4,18	4,73
Eu	ppm	1,26	0,86	0,87	10	0,78	0,92	0,88	1,15	0,5	0,8
Gd	ppm	7,86	6,54	7,07	1,13	5,95	6,4	5,96	8,44	2,98	3,26
Tb	ppm	1,21	1,05	1,13	8,31	0,94	1,03	0,9	1,37	0,43	0,39
Dy	ppm	6,75	6,09	6,51	1,31	5,55	5,88	5,07	7,99	2,29	1,79
Ho	ppm	1,28	1,18	1,37	7,98	1,02	1,06	0,91	1,6	0,44	0,33
Er	ppm	3,62	3,53	3,9	1,54	3,23	3,24	2,97	4,72	1,38	0,98
Tm	ppm	0,54	0,48	0,61	4,45	0,47	0,52	0,44	0,7	0,21	0,17
Yb	ppm	3,36	3,09	3,97	0,66	3,22	3,16	2,64	4,34	1,43	1,24
Lu	ppm	0,5	0,42	0,55	4,02	0,46	0,48	0,37	0,62	0,25	0,21
Fe ³⁺ /Fe ²		1,24	4,72	2,05	1,84	0,61	0,60	3,78	12,27	1,22	1,54

Continua...

amostra rocha		Granitos hidrotermalizados			Aplitos menos alterados			Aplito brechado
		85_am10 seq. Ting 5/6	09-124 Granito hematizado	107_am25s Ting 6/6	94-5G Aplito rosa	107_am aplito granofíri	107_am19 Aplito vermelho	140_am2 Brecha tipo II
Al ₂ O ₃	%	13,33	12,78	14,53	12,84	12,91	11,99	8,23
SiO ₂	%	71,84	71,66	72,14	76,33	76,1	78,04	82,43
CaO	%	1,79	2,31	0,57	0,74	0,32	0,62	1,1
K ₂ O	%	5	4,62	5,6	4,35	4,91	4,08	2,37
MgO	%	0,36	0,70	0,44	0,12	0,11	0,03	0,45
Na ₂ O	%	3,6	3,1	3,8	4,0	3,5	4,0	2,2
Fe ₂ O ₃	%	1,4	1,3	0,9	0,4	0,8	0,2	1,2
FeO (%)	%	0,8	0,3	0,48	0,18	0,15	0,11	0,55
P ₂ O ₅	%	0,05	0,05	0,06	0	0	0,01	0,01
MnO	%	0,05	0,07	0,02	0,01	0	0	0,05
TiO ₂	%	0,29	0,26	0,29	0,06	0,05	0,05	0,07
Cr ₂ O ₃	%	0	0	0	0	0	0	0
LOI (%)	%	2,1	3	1,4	1	1,1	0,8	1,7
TOT/C	%	0,33	0,49	0,08	0,12	0,05	0,12	0,24
TOT/S	%	0,03	0	0	0,08	0,44	0	0,3
Cs(ppm)	ppm	2,3	2,3	1,8	1,2	2,7	1	1
Ga	ppm	14,7	12,4	15,4	14,2	14,4	12	11
Hf	ppm	6,4	5,2	5,6	2,8	2	1,9	2,1
Ba	ppm	626	530	991	201	253	206	200
Be	ppm	1	2	4	2	0	0	2
Co	ppm	66,9	64	70,2	91,2	91,5	118,5	97,2
Nb	ppm	13,3	12	13,9	16,6	7,9	7,1	6
Ni	ppm	0	0	0	0	0	0	0
Rb	ppm	156,1	155,6	167,3	132,8	176,8	119,8	89,2
Sc	ppm	4	3	5	4	5	2	5
Sn	ppm	2	2	2	0	1	0	1
Sr	ppm	181,1	101,2	212,7	83,5	76,2	107,1	82,3
Ta	ppm	1,2	1	1	1,8	0,7	1	0,9
Th	ppm	21,3	14,1	14,8	23,1	20,6	13,5	8,9
U	ppm	4,4	2,4	3,2	11,3	9,1	2,7	5,9
V	ppm	14	17	18	0	11	0	19

Conclusão...

Amostra rocha		Granitos hidrotermalizados			Aplitos menos alterados			Aplito brechado
		85_am10 seq. Ting 5/6	09-124 Granito hematizado	107_am25s Ting 6/6	94-5G Aplito rosa	107_am aplito granofírico	107_am19 Aplito vermelho	140_am2 Brecha tipo II
W	ppm	495,3	533,1	498,2	758,3	807,8	1182,9	824,1
Y	ppm	43,2	34,2	32,8	12,1	6,4	7,2	29
Zr	ppm	220,7	172,7	210	49,5	39,7	35,2	47,3
Ag	ppm	0	0	0,2	0	1,3	0	1,8
As	ppm	0	0	0	0	1,1	0	1,2
Au	ppb	0,02	0,00	0,80	0,08	8,76	0,12	11,32
Bi	ppm	<0.1	0,3	0,3	0,1	0,9	0,3	0,7
Cd	ppm	<0.1	0	<0.1	0	0	0	0,1
Cu	ppm	5,5	2,4	14,7	48,1	3,1	1,6	4,6
Hg	ppm	<0.01	0	*	0	0	0	0,01
Mo	ppm	0,2	0,1	0,6	5,3	0,4	0,1	0,3
Ni	ppm	4,2	6,1	4,5	5,9	8,6	7,6	9,5
Pb	ppm	6,2	3,9	3,7	39,3	15,4	1,8	282,9
Sb	ppm	0	0	0	0	0	0	0
Se	ppm	0	0	0	0	0	0	0
Tl	ppm	0	0	0	0	0	0	0
Zn	ppm	20	15	9	5	4	0	21
La	ppm	65,7	41,8	71	12,1	11,5	7,5	11,3
Ce	ppm	134,2	103,9	145,4	23,2	22,3	15,3	26,1
Pr	ppm	15,05	10,4	17,09	2,47	2,17	1,39	3,03
Nd	ppm	55,5	38,6	62,5	8,5	7	4,5	11
Sm	ppm	10,36	7,28	11,11	1,54	1,09	0,78	2,37
Eu	ppm	1,24	0,83	1,41	0,23	0,14	0,18	0,41
Gd	ppm	8,81	6,66	9,05	1,69	0,74	0,98	3,06
Tb	ppm	1,38	1,09	1,18	0,31	0,11	0,2	0,62
Dy	ppm	8,45	6,36	6,12	2,11	0,69	1,22	3,81
Ho	ppm	1,55	1,28	1,11	0,42	0,2	0,26	0,87
Er	ppm	4,6	3,59	3,41	1,54	0,61	0,9	2,86
Tm	ppm	0,67	0,53	0,5	0,26	0,12	0,14	0,53
Yb	ppm	4,07	3,35	3,04	2,08	0,96	1,02	3,64
Lu	ppm	0,61	0,48	0,46	0,38	0,19	0,19	0,62
Fe ³⁺ /Fe ²		0,51	2,98	0,68	1,09	3,97	0,96	0,88

Anexo II - Datos geocronológicos

Tabela 11 - Dados das análises U-Pb em zircão obtidos pela técnica SHRIMP

Spot	Elementos				Razões isotópicas							Idades aparentes (Ma)			
	²⁰⁶ Pb*	²⁰⁶ Pb**	Th	U	Th/U	²⁰⁷ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb	1σ
	(ppm)	(%)	(ppm)	(ppm)		²⁰⁶ Pb	(±%)	²³⁵ Pb	(±%)	²³⁸ U	(±%)	²³⁸ U		²⁰⁶ Pb	
Hornblenda-biotita granodiorito (111-1G)															
111-1G-1.1	46.9	0.31	99	147	0.7	0.1234	0.8	6.31	1.2	0.3707	0.9	2033	16	2006	13
111-1G-2.1	49.7	0.16	125	163	0.79	0.1222	0.7	5.97	1.1	0.3542	0.9	1955	15	1988	13
111-1G-3.1	151.7	0.14	583	519	1.16	0.1216	0.4	5.7	1	0.3396	0.8	1885	14	1980	8
111-1G-4.1	161.1	0.11	559	535	1.08	0.1207	0.3	5.83	0.9	0.3501	0.8	1935	13	1967	6
111-1G-5.1	48.9	0.12	205	160	1.33	0.119	1.1	5.85	1.4	0.3566	0.9	1966	15	1941	19
111-1G-6.1	78.8	0.06	248	261	0.98	0.1221	0.4	5.91	0.9	0.351	0.8	1940	14	1987	8
Hornblenda-biotita granodiorito (111-3G)															
111-3G-1.1	46.9	0.17	181	152	1.23	0.1207	0.6	5.96	1.1	0.358	1	1973	16	1966	11
111-3G-2.1	65.9	0.32	184	216	0.88	0.1226	0.6	5.98	1.1	0.354	0.9	1954	15	1994	11
111-3G-3.1	40.9	0.11	148	138	1.11	0.1218	0.7	5.8	1.3	0.3455	1.2	1913	19	1983	12
111-3G-4.1	66.5	0.26	289	214	1.4	0.1235	0.6	6.15	1.1	0.361	0.9	1987	15	2008	11
111-3G-5.1	132.5	0.29	494	428	1.19	0.1235	0.5	6.12	0.9	0.3594	0.8	1979	14	2007	8
111-3G-6.1	63	0.06	166	212	0.81	0.122	0.5	5.81	1	0.3453	0.9	1912	14	1985	9
Andesito (G02-4G)															
G02-4G-1.1	30.6	1.39	83	101	0.86	0.1227	1.7	5.91	2.4	0.3494	1.7	1932	29	1996	30
G02-4G-2.1	114.7	0.3	205	354	0.6	0.1224	0.6	6.34	1.9	0.3756	1.8	2056	31	1991	10
G02-4G-3.1	97.5	0.37	580	374	1.6	0.1207	0.6	5.03	1.8	0.3021	1.7	1702	25	1966	10
G02-4G-4.1	14.8	0.7	59	48	1.26	0.1218	1.6	5.93	2.9	0.3531	2.4	1950	40	1982	29
G02-4G-5.1	45.7	0.21	127	150	0.87	0.1233	0.7	6.01	1.8	0.3535	1.7	1951	28	2005	12
G02-4G-6.1	20.2	0.46	84	283	0.34	0.0572	2.5	0.65	3	0.0829	4.7	544	8	498	55
G02-4G-7.1	76.7	0.14	320	251	1.32	0.1231	0.6	6.03	1.8	0.3553	1.7	1960	28	2001	11
G02-4G-8.1	45.6	0.4	86	142	0.62	0.1218	0.9	6.23	1.9	0.371	1.7	2034	29	1982	15
G02-4G-9.1	19.9	0.03	81	65	1.29	0.1241	0.8	6.13	1.9	0.3581	1.8	1973	30	2017	15
G02-4G-10.1	107.8	0.25	294	381	0.8	0.1215	0.5	5.5	1.8	0.3283	1.7	1830	28	1978	9
G02-4G-11.1	24.5	0.22	65	80	0.84	0.124	0.9	6.06	2	0.3543	1.8	1955	30	2014	16
G02-4G-12.1	75.6	0.33	233	268	0.9	0.1228	0.6	5.55	1.8	0.3277	1.7	1827	27	1998	11
Álcali-feldspato granito (94-6G)															
94-6G-1.1	44.4	0.49	184	251	0.76	0.119	0.9	3.36	1.9	0.2045	1.7	1199	18	1942	16
94-6G-2.1	31	0.55	116	117	1.03	0.123	1	5.21	2.2	0.3073	1.9	1727	29	2000	18

Continuação...

spot	Elementos		Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	Razões isotópicas						Idades aparentes (Ma)			
	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb** (%)				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ (±%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ Pb	1σ (±%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (±%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ
94-6G-3.1	29	0.47	79	93	0.88	0.1229	1	6.12	2	0.3609	1.8	1987	30	1999	18
94-6G-4.1	31.5	0.53	104	148	0.72	0.1225	1.1	4.16	2.1	0.2466	1.8	1421	23	1993	20
94-6G-5.1	101.9	0.07	199	327	0.63	0.1219	0.4	6.1	1.7	0.3627	1.7	1995	28	1984	7
94-6G-6.1	29.8	0.14	139	157	0.92	0.1209	0.8	3.69	1.9	0.2213	1.7	1289	20	1970	14
94-6G-7.1	92.1	0.19	284	345	0.85	0.1224	0.5	5.23	1.7	0.3103	1.7	1742	25	1991	8
94-6G-8.1	69	0.05	274	240	1.18	0.1237	0.5	5.7	1.7	0.3343	1.7	1859	27	2011	9
94-6G-9.1	104	0.14	125	223	0.58	0.1239	0.9	9.28	1.9	0.5432	1.7	2797	39	2014	16
94-6G-9.2	40.3	0.08	205	184	1.15	0.1213	0.7	4.26	1.8	0.2547	1.7	1463	22	1975	12
94-6G-10.1	72	0.13	494	449	1.13	0.1225	0.5	3.15	1.7	0.1864	1.6	1102	17	1993	9
94-6G-11.1	52.6	0.35	337	236	1.48	0.1206	0.7	4.31	1.8	0.2589	1.7	1484	22	1965	12
94-6G-12.1	44.8	0.34	192	169	1.17	0.1222	0.7	5.17	1.8	0.3071	1.7	1726	26	1988	13
Quartzo sienito granofírico (135-7G)															
135-7G-1.1	22.9	0.22	84	75	1.16	0.1241	1	6.02	1.5	0.3519	1.2	1944	20	2015	18
135-7G-2.1	52.4	0.15	216	177	1.26	0.1224	0.6	5.81	1.1	0.3441	1	1906	16	1991	11
135-7G-3.1	11.5	0.29	50	37	1.41	0.1217	1.9	6.08	2.3	0.3625	1.2	1994	21	1981	34
135-7G-4.1	36	0.2	167	138	1.25	0.1213	0.8	5.07	1.2	0.3029	0.9	1706	14	1975	14
135-7G-5.1	21.5	0.2	96	69	1.44	0.1234	1.1	6.16	1.5	0.3624	1.1	1994	19	2005	20
135-7G-6.1	14.6	0.59	64	47	1.42	0.1208	1.6	5.98	1.9	0.3591	1.1	1978	20	1969	28
135-7G-7.1	28.5	0.21	87	92	0.98	0.1216	0.8	6.06	1.3	0.3614	1	1989	17	1980	15
135-7G-8.1	22.1	0.3	133	89	1.54	0.1212	1.1	4.84	1.5	0.2895	1	1639	14	1974	19
135-7G-9.1	25.8	0.18	122	85	1.49	0.1226	0.8	5.98	1.3	0.3539	1	1953	16	1995	15
135-7G-10.1	32.1	0.77	657	227	2.99	0.1184	1.2	2.67	1.5	0.1635	0.9	976	8	1932	22
135-7G-11.1	26.8	0.46	98	129	0.79	0.1219	1	4.03	1.4	0.2401	0.9	1387	12	1984	18
135-7G-12.1	23.9	0.16	118	155	0.79	0.1224	1.1	3.02	1.4	0.1788	0.9	1061	9	1991	20
Quartzo sienito (94-8G)															
94-8G-1.1	41.1	0.17	171	243	0.73	0.1218	0.9	3.3	1.3	0.1967	0.9	1157	10	1982	16
94-8G-2.1	27.8	0.14	226	113	2.06	0.1237	0.8	4.85	1.2	0.2845	0.9	1614	13	2011	15
94-8G-3.1	20.8	0.12	116	67	1.81	0.124	0.9	6.2	1.4	0.3628	1	1995	17	2014	16
94-8G-4.1	37.6	0.54	238	191	1.29	0.122	1	3.83	1.3	0.2278	0.9	1323	11	1986	18

Continuação...

spot	Elementos		Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	Razões isotópicas						Idades aparentes (Ma)			
	$^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}^{**}$				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ
	(ppm)	(%)				(±%)	(±%)	(±%)	(±%)	(±%)	(±%)	(±%)	(±%)	(±%)	(±%)
94-8G-5.1	61.2	0.28	305	192	1.64	0.1216	0.7	6.19	1.1	0.3692	0.9	2026	16	1981	13
94-8G-6.1	31.5	0.99	139	184	0.78	0.1231	1.4	3.34	1.6	0.1968	0.9	1158	9	2002	25
94-8G-7.1	40.2	0.14	229	149	1.58	0.1238	0.7	5.35	1.1	0.3131	0.9	1756	14	2012	12
94-8G-8.1	33	0.16	118	133	0.92	0.1234	0.9	4.92	1.3	0.2889	0.9	1636	13	2006	16
94-8G-9.1	49.9	0.27	231	192	1.24	0.1202	0.7	5.01	1.2	0.3022	0.9	1702	13	1959	13
94-8G-10.1	46.5	0.26	209	171	1.27	0.1206	0.7	5.26	1.1	0.3163	0.9	1772	14	1965	12
94-8G-11.1	36	0.06	133	115	1.2	0.1217	0.7	6.12	1.2	0.3646	0.9	2004	16	1982	13
94-8G-12.1	72.1	0.21	237	243	1.01	0.1217	0.5	5.79	1	0.3448	0.9	1910	14	1981	10
94-8G-13.1	56.6	0.27	122	213	0.59	0.1191	0.7	5.06	1.1	0.3081	0.9	1732	13	1942	12
Monzogranito com alteração sericitica (17-9G)															
17-9G-1.1	223.8	0.38	162	588	0.28	0.1194	0.6	7.26	1.1	0.4413	0.9	2356	18	1947	11
17-9G-2.1	36.6	1.22	152	119	1.31	0.123	2.3	5.99	2.5	0.3531	0.9	1949	16	2000	40
17-9G-3.1	29.3	0.39	159	96	1.72	0.1246	0.9	6.1	1.3	0.3548	1	1958	16	2024	17
17-9G-4.1	41.2	0.37	154	134	1.18	0.121	0.8	5.93	1.2	0.3554	0.9	1961	15	1972	15
17-9G-5.1	23.7	0.35	116	79	1.52	0.1231	1	5.89	1.4	0.3467	1	1919	16	2002	18
17-9G-6.1	51.1	0.64	186	164	1.17	0.1233	1	6.11	1.4	0.3597	0.9	1981	15	2004	18
17-9G-7.1	36.7	0.24	132	120	1.14	0.1207	0.8	5.93	1.2	0.356	0.9	1963	16	1967	14
17-9G-8.1	29.9	0.4	160	98	1.69	0.1228	1	6.01	1.4	0.355	1	1959	16	1997	18
17-9G-9.1	68.3	0.02	237	219	1.12	0.1223	0.5	6.11	1	0.3623	0.9	1993	16	1989	8
17-9G-10.1	69	0.16	380	222	1.77	0.1209	0.5	6.03	1	0.3616	0.8	1990	15	1969	10
17-9G-11.1	71.6	0.07	199	231	0.89	0.1218	0.5	6.05	1	0.3601	0.8	1983	15	1982	9
17-9G-12.1	141.8	0.23	430	479	0.93	0.1231	0.4	5.83	0.9	0.3439	0.8	1905	13	2001	7
Biotita micromonzogranito (G02-10G)															
G02-10G-1.1	97.2	0.64	155	302	0.53	0.1225	0.8	6.28	1.8	0.3721	1.7	2039	29	1992	14
G02-10G-2.1	51.9	0.08	260	168	1.6	0.1233	0.6	6.12	1.8	0.3597	1.7	1981	29	2005	10
G02-10G-3.1	59.4	0.01	211	191	1.14	0.1222	0.5	6.1	1.7	0.3617	1.7	1990	29	1989	9
G02-10G-4.1	46.7	0.19	123	148	0.86	0.1219	0.6	6.15	1.8	0.3657	1.7	2009	29	1985	11
G02-10G-5.1	42.5	0.24	100	135	0.76	0.1215	0.7	6.11	1.8	0.3648	1.7	2005	29	1978	13
G02-10G-6.1	106.3	0.02	431	335	1.33	0.1231	0.4	6.27	1.7	0.3696	1.7	2028	29	2002	6
G02-10G-7.1	43.1	0.29	132	137	1.00	0.1229	0.7	6.2	1.8	0.3657	1.7	2009	29	1998	13
G02-10G-8.1	116.9	0.09	330	402	0.85	0.1223	0.4	5.7	1.7	0.3381	1.7	1878	27	1989	6
G02-10G-9.1	156.9	0.26	425	571	0.77	0.1184	0.5	5.21	1.7	0.3193	1.6	1786	26	1932	8

Conclusão...

spot	Elementos					Razões isotópicas						Idades aparentes (Ma)			
	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb** (%)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ (±%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{Pb}}$	1σ (±%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ (±%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ
G02-10G-10.1	95.6	0.63	244	321	0.79	0.1221	0.8	5.8	2	0.3443	1.9	1908	31	1987	14
G02-10G-1.11	83.5	0.44	157	294	0.55	0.1215	0.7	5.51	1.8	0.329	1.7	1834	26	1978	13

* - Chumbo radiogênico; ** - Chumbo comum

Tabela 12 – Dados das análises U-Pb obtidos pela técnica LA-ICP-MS

spot	Elementos				Razão isotópica						Idade aparente (Ma)			
	²⁰⁶ Pb*	Th	U	Th/U	²⁰⁷ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb	1σ
	(ppm)	(ppm)	(ppm)		²⁰⁶ Pb	(±%)	²³⁵ Pb	(±%)	²³⁸ U	(±%)	²⁰⁶ Pb		²³⁸ U	
hornblenda-biotita granodiorito (111-1G)														
111-1G-1.1	134.8	199.3	257.1	0.775	0.123	0.001	6.03	0.112	0.356	0.006	2000	16	1962	27
111-1G-1.2	101.5	138.9	202.1	0.687	0.127	0.001	6.567	0.133	0.375	0.007	2057	17	2053	31
111-1G-1.4	102.3	258.9	253.8	1.02	0.124	0.001	5.075	0.103	0.298	0.005	2010	16	1680	27
111-1G-1.5	107.2	255.8	267.1	0.957	0.129	0.001	5.137	0.092	0.289	0.004	2081	17	1638	22
111-1G-1.6	206.9	409.5	422.5	0.969	0.123	0.001	6.248	0.124	0.368	0.007	2002	15	2020	31
111-1G-1.7	80.2	133.8	198.5	0.674	0.126	0.001	5.589	0.108	0.322	0.005	2043	16	1798	27
111-1G-1.8	57.7	66.1	138.4	0.478	0.126	0.001	6.169	0.114	0.356	0.006	2036	16	1966	27
111-1G-1.9	50	61.5	125.9	0.489	0.13	0.002	5.911	0.122	0.33	0.006	2096	20	1839	27
111-1G-1.10	123.9	266.4	254.8	1.046	0.123	0.001	6.305	0.078	0.37	0.003	2007	15	2031	16
111-1G-1.11	83.7	188.1	183.9	1.023	0.123	0.001	5.905	0.127	0.347	0.007	2005	16	1921	32
111-1G-1.12	99.8	150.7	219.2	0.688	0.126	0.001	6.522	0.093	0.374	0.004	2048	16	2050	19
111-1G-1.13	118.8	211	268.2	0.787	0.124	0.001	6.054	0.114	0.355	0.006	2012	16	1957	28
111-1G-1.14	135.1	208.5	286.9	0.727	0.123	0.001	6.318	0.073	0.371	0.003	2006	15	2036	14
111-1G-1.15	118.5	213.4	249.4	0.856	0.126	0.001	6.55	0.098	0.377	0.004	2042	17	2063	20
111-1G-1.16	82.4	206.1	225.4	0.915	0.123	0.001	5.595	0.16	0.329	0.009	2003	16	1835	43
111-1G-1.17	110.8	181.5	247.5	0.733	0.124	0.001	6.306	0.113	0.37	0.006	2009	15	2029	27
111-1G-1.18	116.9	216.4	254	0.852	0.124	0.001	6.381	0.113	0.374	0.006	2012	16	2047	27
111-1G-1.19	68.5	126.9	151.8	0.836	0.123	0.001	6.251	0.128	0.368	0.007	2003	16	2020	32

Continuação...

spot	Elementos				Razão isotópica						Idade aparente (Ma)			
	²⁰⁶ Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ (±%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ Pb	1σ (±%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ (±%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
111-1G-1.20	148.6	236.3	330	0.716	0.123	0.001	6.081	0.129	0.358	0.007	2003	16	1972	33
111-1G-1.21														
111-1G-1.22	80.9	179.8	188.6	0.953	0.123	0.001	6.069	0.15	0.357	0.008	2005	19	1967	38
111-1G-1.23	61.1	135.2	124.9	1.083	0.129	0.002	6.773	0.12	0.38	0.005	2087	21	2077	23
111-1G-1.24	75.4	131.1	176.4	0.743	0.125	0.001	6.36	0.115	0.369	0.006	2028	17	2025	27
Hornblenda-biotita granodiorito (111-3G)														
111-3G-1.1	153.5	244.8	361.3	0.678	0.123	0.001	6.295	0.07	0.371	0.002	2001	16	2035	11
111-3G-1.2	60	136.8	140.5	0.973	0.123	0.001	6.158	0.054	0.362	0.002	2004	11	1993	10
111-3G-1.3	44.5	108.7	97.2	1.119	0.123	0.001	6.404	0.071	0.377	0.003	2003	12	2062	16
111-3G-1.4	246.3	550	549.8	1	0.123	0.001	6.326	0.067	0.372	0.003	2004	11	2040	15
111-3G-1.5	177	395.8	395.5	1.001	0.123	0.001	6.34	0.089	0.373	0.005	2006	11	2042	22
111-3G-1.6	105.1	259.8	232.4	1.118	0.123	0.001	6.197	0.073	0.366	0.003	1999	13	2009	16
111-3G-1.7	43.7	71.2	110.3	0.645	0.121	0.001	6.015	0.061	0.361	0.003	1967	11	1989	14
111-3G-1.8	89.8	162.2	244.6	0.663	0.122	0.001	5.568	0.078	0.331	0.004	1984	12	1845	20
111-3G-1.9	101.6	194	233.9	0.83	0.123	0.001	6.294	0.084	0.371	0.004	2001	13	2034	20
111-3G-1.10	191.4	213.5	466.2	0.458	0.127	0.001	6.756	0.11	0.386	0.006	2055	12	2106	26
111-3G-1.11	146.3	424.9	307.5	1.382	0.123	0.001	6.324	0.063	0.372	0.003	2003	11	2041	14
111-3G-1.12	174.3	189.3	377.4	0.502	0.122	0.001	6.079	0.054	0.361	0.002	1987	13	1987	9
111-3G-1.13	116.6	212.8	233.3	0.912	0.123	0.001	6.262	0.079	0.369	0.004	2001	13	2026	18
111-3G-1.14	188.7	234.8	414.1	0.567	0.123	0.001	6.099	0.088	0.359	0.004	2001	12	1980	21
111-3G-1.15	104.8	215.8	207.2	1.041	0.122	0.001	6.04	0.065	0.359	0.003	1984	14	1979	13
111-3G-1.16	121.4	356.5	219.3	1.625	0.123	0.001	6.097	0.067	0.36	0.003	1999	13	1981	14
111-3G-1.17	59.6	67.5	142.3	0.474	0.124	0.001	6.092	0.106	0.357	0.005	2009	15	1970	26
111-3G-1.18	119.4	195	271.7	0.717	0.124	0.001	6.096	0.142	0.358	0.008	2009	17	1971	36
111-3G-1.19	255.4	375.1	701.4	0.535	0.122	0.001	5.263	0.139	0.313	0.008	1983	13	1757	39
111-3G-1.20	123.2	170.8	270.1	0.632	0.125	0.001	5.85	0.099	0.34	0.005	2028	13	1885	25
111-3G-1.21	358.7	587.6	1095.6	0.536	0.122	0.001	4.956	0.085	0.294	0.005	1992	12	1659	23
111-3G-1.22	101.8	178.5	215.8	0.827	0.123	0.001	6.056	0.124	0.357	0.007	2000	13	1969	32
111-3G-1.23	62	154.1	113.2	1.362	0.123	0.001	5.799	0.074	0.341	0.003	2007	14	1890	16

Continuação...

spot	Elementos				Razão isotópica						Idade aparente (Ma)			
	²⁰⁶ Pb*	Th	U	Th/U	²⁰⁷ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb	1σ
	(ppm)	(ppm)	(ppm)		²⁰⁶ Pb	(±%)	²³⁵ Pb	(±%)	²³⁸ U	(±%)	²⁰⁶ Pb	1σ	²³⁸ U	1σ
111-3G-1.24	105.7	85.2	245.2	0.348	0.131	0.001	6.502	0.102	0.36	0.005	2113	16	1981	22
111-3G-1.25	142.4	209.9	377.8	0.556	0.122	0.001	5.653	0.055	0.336	0.002	1986	13	1868	11
111-3G-1.26	49.8	91.9	112.2	0.819	0.124	0.001	6.071	0.118	0.356	0.006	2011	13	1962	30
111-3G-1.27	87.8	167.4	178.3	0.939	0.122	0.001	6.045	0.084	0.359	0.004	1985	13	1980	20
111-3G-1.28	201.9	560.5	948.2	0.591	0.11	0.001	2.886	0.057	0.19	0.003	1803	14	1121	19
111-3G-1.29	13.7	39.9	28.9	1.381	0.123	0.001	6.099	0.079	0.359	0.003	2002	19	1978	12
111-3G-1.30	72.4	137.7	151.3	0.91	0.124	0.001	6.123	0.115	0.359	0.006	2012	16	1976	28
111-3G-1.31	295.8	288.7	757.3	0.381	0.124	0.001	6.128	0.066	0.359	0.003	2010	13	1979	13
111-3G-1.32	111.2	228.3	224.8	1.015	0.123	0.001	6.089	0.181	0.36	0.01	1997	16	1981	48
111-3G-1.33	59	130.3	170.3	0.765	0.122	0.001	4.912	0.124	0.292	0.007	1988	14	1649	35
111-3G-1.34	232.6	521.2	916.2	0.569	0.115	0.001	3.638	0.076	0.23	0.004	1873	14	1336	24
111-3G-1.35	260.5	373.3	690.7	0.54	0.124	0.001	5.908	0.13	0.347	0.007	2008	13	1919	34
111-3G-1.36	191.5	463.3	423.7	1.093	0.121	0.001	5.959	0.185	0.356	0.011	1976	16	1964	50
111-3G-1.37	117.8	250.8	240.6	1.043	0.129	0.001	6.799	0.115	0.381	0.005	2088	16	2083	25
111-3G-1.38	150.5	171.9	551.3	0.312	0.112	0.001	3.771	0.167	0.244	0.011	1837	18	1405	54
111-3G-1.39	152.9	298.7	371.1	0.805	0.124	0.001	5.468	0.156	0.321	0.009	2009	18	1794	41
111-3G-1.40	93.5	125.3	203.6	0.615	0.122	0.001	6.057	0.109	0.359	0.006	1990	15	1978	27
Andesito (G02-4G)														
G2-4G-1.1	209.5	173.3	511.2	0.339	0.119	0.001	5.613	0.176	0.343	0.01	1938	15	1900	50
G2-4G-1.2	113.6	220.3	229	0.962	0.124	0.001	6.287	0.1	0.369	0.005	2008	16	2025	22
G2-4G-1.3	133	380.4	351.3	1.083	0.122	0.001	5.179	0.106	0.307	0.005	1989	18	1728	27
G2-4G-1.4	84.8	159.7	175.6	0.909	0.122	0.001	6.232	0.094	0.369	0.004	1993	16	2025	21
G2-4G-1.5	147.1	299.1	318.6	0.939	0.131	0.001	6.661	0.101	0.368	0.004	2117	16	2018	21
G2-4G-1.6	157.7	717	413.9	1.733	0.122	0.001	4.954	0.097	0.294	0.005	1987	17	1663	25
G2-4G-1.7	134.1	314.6	323.1	0.974	0.123	0.001	5.819	0.124	0.344	0.007	1996	16	1906	32
G2-4G-1.8	127.2	239.4	296.2	0.808	0.122	0.001	6.183	0.151	0.367	0.008	1989	16	2015	39
G2-4G-1.9	112.1	214.8	236	0.91	0.142	0.002	7.37	0.12	0.378	0.004	2247	20	2065	21
G2-4G-1.10	101.5	232.9	209.7	1.11	0.123	0.001	6.262	0.115	0.37	0.006	1998	16	2028	28
G2-4G-1.11	103.9	196.6	223.6	0.879	0.123	0.001	6.047	0.075	0.357	0.003	1996	15	1970	15
G2-4G-1.12	71.7	70.9	175.3	0.405	0.123	0.001	6.321	0.08	0.373	0.003	2000	15	2043	16
G2-4G-1.13	17.7	36.8	48.8	0.753	0.13	0.001	5.755	0.091	0.32	0.004	2101	19	1792	18
G2-4G-1.14	87.6	86.8	205.7	0.422	0.13	0.001	6.701	0.109	0.375	0.005	2092	18	2054	22

Conclusão...

spot	Elementos				Razão isotópica						Idade aparente (Ma)			
	²⁰⁶ Pb*	Th	U	Th/U	²⁰⁷ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb	1σ
	(ppm)	(ppm)	(ppm)		²⁰⁶ Pb	(±%)	²³⁵ Pb	(±%)	²³⁸ U	(±%)	²⁰⁶ Pb	1σ	²³⁸ U	1σ
G2-4G-1.15	46.2	121.1	101.3	1.195	0.123	0.001	6.222	0.065	0.368	0.002	1995	15	2019	10
G2-4G-1.16	71	89.3	164.6	0.542	0.122	0.001	6.045	0.092	0.358	0.004	1993	16	1972	21
G2-4G-1.17	46.2	121.1	101.3	1.195	0.123	0.001	6.222	0.065	0.368	0.002	1995	15	2019	10
G2-4G-1.18	88.7	155.8	223.2	0.698	0.123	0.001	6.03	0.128	0.357	0.007	1993	19	1968	31
G2-4G-1.19	118.3	210.6	284.1	0.741	0.123	0.001	5.468	0.068	0.324	0.003	1994	16	1807	14
G2-4G-1.20	69.6	158	169.5	0.932	0.13	0.001	6.38	0.114	0.355	0.005	2103	18	1958	25
G2-4G-1.21	130.6	295.9	278.7	1.062	0.125	0.001	6.399	0.076	0.371	0.003	2032	17	2033	12
G2-4G-1.22	61.7	118.8	152	0.781	0.13	0.001	6.281	0.155	0.351	0.008	2095	20	1940	37
G2-4G-1.23	121.9	241.5	271.5	0.89	0.123	0.001	6.324	0.065	0.374	0.002	1995	15	2049	10
G2-4G-1.24	116.5	214	271.4	0.788	0.123	0.001	6.12	0.094	0.362	0.004	1994	16	1992	21
G2-4G-1.25	173.4	578.7	422.7	1.369	0.123	0.001	5.544	0.094	0.328	0.005	1996	16	1828	23
G2-4G-1.26	169.6	619.1	615.1	1.007	0.123	0.001	3.95	0.083	0.232	0.004	2004	18	1347	22
G2-4G-1.27	146.8	362.1	367.1	0.986	0.123	0.001	5.236	0.156	0.31	0.009	1993	11	1741	44
G2-4G-1.28	167.4	411.5	351.7	1.17	0.123	0.001	6.159	0.1	0.364	0.005	1995	11	2003	26
G2-4G-1.29	252.1	559.1	547	1.022	0.125	0.001	6.142	0.149	0.358	0.008	2022	11	1971	40
G2-4G-1.30	132.4	335.1	270.3	1.240	0.123	0.001	6.316	0.156	0.372	0.009	2002	10	2039	42
G2-4G-1.31	165.2	300.7	416.5	0.722	0.123	0.001	5.589	0.152	0.330	0.009	1999	10	1837	42
G2-4G-1.32	122.3	231.2	236.0	0.980	0.127	0.001	7.162	0.197	0.409	0.011	2058	14	2210	49
G2-4G-1.33	92.6	160.8	197.9	0.813	0.145	0.001	7.379	0.104	0.370	0.004	2284	16	2029	19
G2-4G-1.34	107.1	362.6	275.5	1.316	0.130	0.001	5.459	0.081	0.303	0.004	2104	12	1708	20
G2-4G-1.35	116.5	191.3	259.2	0.738	0.126	0.001	6.590	0.094	0.381	0.005	2037	11	2079	23
	107.4	273.6	273.3	1.001	0.131	0.001	5.535	0.089	0.306	0.004	2112	12	1723	22

* - Chumbo radiogênico;

Tabela 13 - Dados das análises U-Pb obtidos pela técnica CA-TIMS

spot	Elementos					Razão isotópica						Idade aparente (Ma)						
	Wt (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	²⁰⁶ Pb* (x10 ⁻¹³ mol)	Th/U	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	2σ (±%)	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ Pb	2σ (±%)	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ Pb	2σ(±%)	Coef corr.	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	1σ
Dacito (TB13)																		
B	0.0063	24	10.9	2.253	1.022	0.1225	0.265	6.0746	0.364	0.3595	0.157	0.761	1980	3	1987	3	1994	5
C	0.0052	44	19.7	3.462	1.064	0.1224	0.098	6.0921	0.214	0.3607	0.136	0.938	1986	2	1989	2	1992	2
E	0.0034	48	21.1	2.443	1.005	0.1224	0.106	6.0926	0.230	0.3609	0.152	0.926	1986	3	1989	2	1992	2
Monzogranito (TB09)																		
A	0.0052	62	28.8	4.835	1.198	0.1222	0.141	6.0608	0.251	0.3594	0.146	0.879	1980	2	1985	2	1990	3
B	0.0018	155	66.4	4.162	0.914	0.1221	0.096	6.0251	0.215	0.3576	0.141	0.940	1971	2	1979	2	1989	2
C	0.0014	127	55.3	2.679	0.868	0.1222	0.135	6.0699	0.242	0.3602	0.138	0.888	1983	2	1986	2	1989	2
D	0.0019	65	30.9	1.874	1.325	0.1223	0.181	6.0928	0.295	0.3612	0.172	0.825	1988	3	1989	3	1991	3
Álcali-feldspato granito (TB11)																		
A	0.0009	121	53.3	1.628	0.876	0.1215	0.216	6.0236	0.327	0.3593	0.173	0.796	1979	3	1979	4	1979	4
B	0.0008	71	34.1	0.858	1.238	0.1228	0.251	6.1588	0.385	0.3636	0.224	0.786	1999	4	1999	3	1998	4
C	0.0012	93	42.8	1.678	1.160	0.1226	0.139	6.1055	0.251	0.3609	0.149	0.880	1987	3	1991	2	1996	2
D	0.0009	88	39.8	1.193	1.073	0.1222	0.129	6.0633	0.26	0.3597	0.175	0.897	1981	3	1985	2	1989	2
E	0.0009	69	31.1	0.943	0.975	0.1224	0.164	6.1022	0.317	0.3615	0.223	0.873	1990	4	1991	3	1992	3

* - Chumbo radiogênico;

Tabela 14 - Dados das análises U-Pb obtidos pela técnica CA-TIMS

spot	Elementos				Th/U	Razão isotópica						Coef corr.	Idade aparente (Ma)					
	Wt (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	²⁰⁶ Pb* (x10 ⁻¹³ mol)		²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	2σ (±%)	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ Pb	2σ (±%)	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ Pb	2σ(±%)		²⁰⁶ Pb / ²³⁸ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	1σ
Dacito (114-TB13)																		
B	0.0063	24	10.9	2.253	1.022	0.1225	0.265	6.0746	0.364	0.3595	0.157	0.761	1980	3	1987	3	1994	5
C	0.0052	44	19.7	3.462	1.064	0.1224	0.098	6.0921	0.214	0.3607	0.136	0.938	1986	2	1989	2	1992	2
E	0.0034	48	21.1	2.443	1.005	0.1224	0.106	6.0926	0.230	0.3609	0.152	0.926	1986	3	1989	2	1992	2
Monzogranito (102-TB09)																		
A	0.0052	62	28.8	4.835	1.198	0.1222	0.141	6.0608	0.251	0.3594	0.146	0.879	1980	2	1985	2	1990	3
B	0.0018	155	66.4	4.162	0.914	0.1221	0.096	6.0251	0.215	0.3576	0.141	0.940	1971	2	1979	2	1989	2
C	0.0014	127	55.3	2.679	0.868	0.1222	0.135	6.0699	0.242	0.3602	0.138	0.888	1983	2	1986	2	1989	2
D	0.0019	65	30.9	1.874	1.325	0.1223	0.181	6.0928	0.295	0.3612	0.172	0.825	1988	3	1989	3	1991	3
Álcali-feldspato granito (102-TB11)																		
A	0.0009	121	53.3	1.628	0.876	0.1215	0.216	6.0236	0.327	0.3593	0.173	0.796	1979	3	1979	4	1979	4
B	0.0008	71	34.1	0.858	1.238	0.1228	0.251	6.1588	0.385	0.3636	0.224	0.786	1999	4	1999	3	1998	4
C	0.0012	93	42.8	1.678	1.160	0.1226	0.139	6.1055	0.251	0.3609	0.149	0.880	1987	3	1991	2	1996	2
D	0.0009	88	39.8	1.193	1.073	0.1222	0.129	6.0633	0.26	0.3597	0.175	0.897	1981	3	1985	2	1989	2
E	0.0009	69	31.1	0.943	0.975	0.1224	0.164	6.1022	0.317	0.3615	0.223	0.873	1990	4	1991	3	1992	3

* - Chumbo radiogênico;

Tabela 15 - Dados das análises U-Pb em rutilo pela técnica LA-ICP-MS

Spot	Isotopic ratios						Apparent age (Ma)					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$1\sigma(\pm\%)$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{Pb}}$	$1\sigma(\pm\%)$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{Pb}}$	$1\sigma(\pm\%)$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{Pb}}$	1σ
ma_1	0.6201	0.0110	61.9297	1.0943	0.7249	0.0140	4556	26	3514	52	4206	18
ma_2	0.6197	0.0090	60.2115	0.7722	0.7052	0.0098	4555	21	3441	37	4178	13
ma_3	0.6982	0.0103	91.2013	1.3423	0.9481	0.0152	4727	21	4299	50	4594	15
ma_4	0.6622	0.0107	79.7887	1.3183	0.8745	0.0157	4651	23	4051	54	4459	17
ma_5	0.6555	0.0133	89.8472	2.1278	0.9948	0.0255	4636	29	4451	82	4579	24
ma_6	0.6425	0.0101	66.8357	0.9987	0.7550	0.0123	4607	22	3626	45	4282	15
ma_7	0.6894	0.0131	72.1946	1.4247	0.7600	0.0166	4709	27	3644	61	4359	20
ma_8	0.6928	0.0102	81.2665	1.1430	0.8513	0.0131	4716	21	3970	45	4478	14
ma_9	0.6473	0.0100	59.9103	0.8434	0.6717	0.0104	4618	22	3313	40	4173	14
ma_10	0.5552	0.0096	43.3262	0.6790	0.5664	0.0097	4395	25	2893	40	3850	16
ma_11	0.5979	0.0104	47.6884	0.7524	0.5788	0.0101	4503	25	2944	41	3945	16
ma_12	0.7690	0.0240	216.0232	11.6849	2.0384	0.1164	4865	44	7164	247	5463	55
ma_13	0.5918	0.0121	45.8601	0.8900	0.5623	0.0121	4488	29	2876	50	3906	19
ma_14	0.5918	0.0086	174.0770	3.3742	2.1343	0.0429	4488	21	7364	88	5245	20
ma_15	0.5982	0.0066	302.7523	3.2818	3.6721	0.0404	4504	16	9938	56	5804	11
ma_16	0.6007	0.0065	360.1975	3.7107	4.3509	0.0452	4510	16	-	54	5980	10
ma_17	0.5142	0.0078	56.1117	0.7951	0.7918	0.0119	4282	22	3760	43	4107	14
ma_19	0.6993	0.0123	71.6474	1.2684	0.7434	0.0146	4729	25	3583	54	4352	18
ma_20	0.6299	0.0187	71.2645	2.4432	0.8209	0.0308	4579	42	3863	109	4346	34
ma_22	0.6541	0.0124	77.7216	1.5941	0.8620	0.0193	4633	27	4008	67	4433	21
ma_23	0.6687	0.0105	59.5710	0.8475	0.6462	0.0102	4665	22	3214	40	4167	14
ma_24	0.6882	0.0144	81.8765	1.9162	0.8632	0.0221	4706	30	4011	77	4485	23
ma_25	0.6594	0.0092	48.4830	0.5373	0.5334	0.0065	4645	20	2756	27	3962	11
ma_26	0.5773	0.0076	54.6594	0.5903	0.6868	0.0079	4452	19	3370	30	4081	11
ma_27	0.6102	0.0109	53.9397	0.9252	0.6413	0.0121	4532	26	3194	47	4068	17
ma_28	0.5618	0.0085	87.4695	1.4045	1.1293	0.0191	4412	22	4872	58	4552	16
ma_29	0.6515	0.0210	62.1607	2.2033	0.6921	0.0272	4627	46	3391	104	4210	35
ma_30	0.5506	0.0082	48.5232	0.6330	0.6392	0.0089	4383	22	3186	35	3963	13

Tabela 16 - Dados obtidos para as amostras analisadas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Amostra		111-1G	111-1G	G02-4G	100-11G	17-9G	135-A2	39-A3	39-A1
Tipo de rocha		granodiorito	granodiorito	andesito	dacito	Monzogranito hidrotermalizado	Brecha M1	Brecha M1	Brecha
Mineral analisado		anfibólio	biotita	anfibólio	muscovita	muscovita	muscovita	muscovita	muscovita
Idade	(Ma, $\pm 2\sigma$)	1966.6 \pm 13.7	1946.1 \pm 6	1877.7 \pm 8	1854.4 \pm 6	1865.2 \pm 4.9	-	-	-
plateau	Nº de steps	9	42	18	17	18	-	-	-
	MSWD	10.89	2.91	23.28	1.65	1.68	-	-	-
Idade de fusão total	(Ma, $\pm 2\sigma$)	1930 \pm 8	1942.8 \pm 6	1813.1 \pm 5	1844.7 \pm 6	1866.7 \pm 4.8	1767.5	1521.0 \pm 5	1668.9 \pm 6
	Nº de steps	23	47	36	26	25	21	17	20
Idade adotada		1966.6 \pm 13.7	1946.1 \pm 6	S.S.G	1854.4 \pm 5.9	1865.2 \pm 4.9	S.S.G	S.S.G.	S.S.G.

*S.S.G. – Sem significado geológico

Anexo III – Geoquímica de zircão

Tabela 17 - Concentração dos elementos traço na composição dos zircões datados do depósito TCZ. As análises foram feitas por LA-ICP-MS.

	Unid.	1G_FR07	1G_FR14r	1G_FR17	1G_FR30	1G_FR33	1G_FR55	1G_FR27	3G_FR03	3G_FR07	3G_FR19	3G_FR26	3G_FR38
ZrO2	%	108.01	65.43	71.15	128.58	66.67	68.37	58.67	45.12	70.04	74.99	92.56	58.79
SiO2	%	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97
P2O5	%	0.43	0.02	0.04		0.05	0.06	0.06	0.08	0.10	0.04	0.05	0.07
Mn55	%	25.89	11.26	2.90	39.45	9.17	1.99	<1.27	110.23	<1.00	6.07	6.54	145.71
Ti	ppm			6.33		9.94	10.90		24.17	6.60			11.80
Fe	ppm				483.73	108.04							3093.55
Rb	ppm	<1.18			<1.77		1.09	0.60	0.94		<1.16	<1.76	<0.58
Sr	ppm	11.29	1.59	3.79	9.84	1.24	2.44	0.85	52.04	0.52	17.39	4.44	90.77
Ba	ppm	10.97	1.33	6.21	11.81	3.23	3.47	0.38	54.16	<0.15	20.59	5.73	41.22
Y	ppm	1657.98	1009.69	625.25	1774.83	795.78	1121.49	663.54	287.46	1365.06	1332.10	1097.51	1940.63
Sc	ppm	1300.41	917.05	911.96	1699.28	866.97	941.95	811.36	645.98	1009.14	944.34	1430.55	930.26
Nb	ppm	6.20	1.88	2.82	4.70	3.05	5.54	2.11	6.38	1.83	5.07	2.93	11.56
La	ppm	17.54	0.63	9.38	15.27	8.54	9.34	0.78	82.71		30.07	26.72	41.96
Ce	ppm	141.24	45.52	81.76	163.65	72.33	86.70	33.08	588.03	29.27	94.04	117.25	289.50
Pr	ppm	7.80	0.57	5.05	7.56	4.02	3.65	0.32	67.32	0.46	4.24	4.03	29.16
Nd	ppm	45.64	4.64	36.09	35.82	33.52	29.75	1.03	352.14	6.56	27.39	19.39	209.37
Sm	ppm	18.04	6.40	11.65	8.19	9.26	11.41	2.84	79.58	9.16	11.37	5.08	73.57
Eu	ppm	7.96	1.58	3.31	3.48	2.49	2.00	1.16	5.22	0.92	2.32	1.72	6.27
Gd	ppm	39.21	21.16	16.79	33.45	21.02	28.18	11.31	52.77	36.62	20.47	23.27	84.51
Tb	ppm	10.38	6.32	4.22	11.49	5.02	7.79	4.42	6.59	11.38	6.74	6.23	19.23
Dy	ppm	128.70	81.03	46.97	137.97	60.42	101.42	53.77	45.71	133.37	86.51	97.59	185.78
Ho	ppm	43.90	32.40	19.98	51.93	20.56	33.36	22.71	9.42	45.22	34.32	35.03	63.26
Er	ppm	214.60	154.42	91.30	266.28	103.40	166.43	99.86	42.92	220.31	169.92	174.14	284.23
Tm	ppm	51.49	37.84	22.41	66.10	25.25	36.11	25.14	8.05	47.41	48.06	37.69	55.60
Lu	ppm	102.08	78.84	38.47	163.46	42.02	58.40	53.29	18.46	72.76	84.89	79.38	85.78
Yb	ppm	507.81	399.86	211.50	734.54	240.46	352.03	275.49	89.96	431.60	514.57	378.03	534.86
Hf	ppm	9892.26	5877.61	6315.14	11840.57	4882.97	6115.77	5040.39	5105.55	5498.67	6301.05	10548.90	5418.30
Ta	ppm	0.81	0.75	0.93	0.71	0.61	2.18	0.28	1.20	0.43	0.46	1.16	3.85
²⁰⁶ Pb	ppm	610.16	547.48	292.63	682.95	298.16	1038.41	429.03	1030.65	202.05	398.97	440.25	987.09
²⁰⁸ Pb	ppm	79.26	74.66	31.35	110.97	39.47	181.16	54.19	35.35	33.71	58.88	90.16	76.86
²³² Th	ppm	458.82	228.50	112.43	1104.09	139.43	1356.55	167.48	115.50	118.98	356.95	615.71	417.76
²³⁸ U	ppm	469.61	294.48	168.58	624.50	160.45	711.44	217.13	630.69	109.04	367.08	365.73	687.33

Continua...

	Unid.	3G_FR40_r	3G_FR45	4G_FR01	4G_FR14	4G_FR26a	4G_FR26b	4G_FR39	4G_SP1.1	4G_SP10.1	4G_SP3.1	4G_SP4.1	4G_SP9.1
ZrO2	%	63.84	48.91	60.64	39.49	53.40	55.55	47.65	39.20	40.71	37.09	38.54	41.20
SiO2	%	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97
P2O5	%	0.03	0.08	0.25	0.00	0.09	0.28	0.19	0.00				
Mn55	%	14.69	31.80	56.39	8.78	<1.00	<1.06	15.75	2.25	1.88	46.61	3.82	
Ti	ppm	5.04		5.53	5.79	5.42	3.50	18.71	10.05	12.16	17.85	9.10	9.48
Fe	ppm	344.45	550.95					1191.12	50.53		286.75	86.48	76.50
Rb	ppm			<0.47	0.29	0.33		<0.40	0.25	0.31	1.30	0.40	0.50
Sr	ppm	3.06	4.98	11.94	4.39	<0.22	0.26	2.79	1.37	2.27	20.77	<0.17	0.60
Ba	ppm	8.85	71.84	8.99	8.56	0.17	<0.18	2.56	19.56	6.44	62.28	0.20	0.44
Y	ppm	482.43	926.11	1419.63	598.86	550.23	361.86	1441.11	342.91	597.63	824.19	598.55	766.24
Sc	ppm	1017.10	672.84	878.32	673.52	881.31	822.13	853.87	819.03	913.30	743.27	804.66	965.68
Nb	ppm	6.09	4.10	7.15	3.19	1.08	1.56	4.79	1.52	3.27	6.05	0.69	1.25
La	ppm	6.03	6.12	27.24	5.92			9.94	7.25	5.77	46.91	3.97	0.41
Ce	ppm	50.03	76.61	137.62	72.52	16.42	22.33	86.14	36.78	84.36	317.26	36.80	25.97
Pr	ppm	2.61	1.54	13.02	5.36	0.06	0.08	3.64	1.68	5.80	18.93	2.95	0.38
Nd	ppm	12.02	7.40	68.81	38.55	0.86	0.41	20.15	7.13	37.18	99.84	19.14	3.78
Sm	ppm	3.11	4.01	16.21	14.50	1.79	1.29	11.05	1.59	10.32	16.87	5.86	6.74
Eu	ppm	0.93	1.01	4.42	5.11	0.69	0.35	2.15	0.34	2.09	9.31	3.10	1.74
Gd	ppm	4.58	16.94	27.01	21.38	7.84	3.71	28.10	6.71	13.97	23.88	19.09	25.52
Tb	ppm	2.41	6.97	9.25	4.54	3.80	1.61	7.68	1.84	4.17	6.88	4.78	8.10
Dy	ppm	32.86	76.85	107.61	51.77	45.11	28.43	107.25	25.28	45.92	70.06	57.26	90.52
Ho	ppm	14.23	32.88	44.32	17.40	17.77	9.93	33.76	11.56	19.48	24.77	19.10	34.34
Er	ppm	72.96	148.59	212.37	87.74	76.83	57.81	178.23	59.15	98.82	127.45	87.69	151.57
Tm	ppm	17.86	34.95	50.19	21.55	16.65	13.37	37.89	14.08	20.23	27.47	18.84	28.70
Lu	ppm	36.23	55.78	87.84	35.75	31.51	27.81	65.76	22.82	44.68	43.35	25.67	45.49
Yb	ppm	184.82	336.18	471.18	208.29	161.07	136.40	357.59	157.46	241.59	274.36	171.97	278.19
Hf	ppm	9605.83	5186.89	7817.47	4584.12	5654.76	6677.38	4971.90	5270.32	4833.53	3799.60	3754.73	4771.20
Ta	ppm	1.34	1.25	1.86	0.58	0.48	0.46	0.87	0.94	0.42	0.49	0.05	0.36
²⁰⁶ Pb	ppm	444.37	413.24	712.16	545.79	68.75	281.71	312.59	190.46	435.29	499.80	53.86	133.61
²⁰⁸ Pb	ppm	22.80	75.91	89.60	110.82	8.04	34.23	83.78	17.20	51.72	117.95	9.79	28.46
²³² Th	ppm	112.70	197.86	319.05	427.25	28.66	107.99	267.29	48.04	136.12	318.98	27.93	82.26
²³⁸ U	ppm	292.55	244.92	403.27	353.15	34.93	156.08	184.57	89.42	217.37	261.98	35.45	72.44

Continua...

	Unid.	5G_FR01	5G_FR02	5G_SP33	5G_SP49	5G_SP61	5G_SP89	6G10.1	6G12.1	6G3.1	6G5.1	6Gzr58a	6Gzr58b
ZrO ₂	%	13.25	43.60	77.05	67.78	40.72	78.15	38.61	45.28	56.45	41.24	47.04	52.92
SiO ₂	%	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97
P ₂ O ₅	%	0.06	0.00	0.00	0.02	0.03	0.12	0.00	3.09	0.06	0.15	0.07	0.17
Mn	%	495.21	225.47	4487.98	5369.53	2440.35	2530.81	141.68	<0.67		23.89	6.67	42.82
Ti	ppm	293.26	38.89	62.25	19.05	228.58	229.54	166.53	13.25	17.71		8.00	15.18
Fe	ppm	3359.92	755.45					2424.01				780.26	
Rb	ppm	72.44		3.46	3.40	11.11	4.70	2.36	0.49	0.51			
Sr	ppm	40.57	36.63	476.99	220.82	1425.13	723.96	30.78	1.28	0.21	1.96	1.94	12.30
Ba	ppm	182.26	7.13	1439.66	1372.22	7116.63	2182.21	237.07	2.12	0.22	0.36	3.96	20.60
Y	ppm	792.84	1410.00	4785.66	7770.71	43552.53	12678.92	4984.53	1009.13	635.79	550.65	910.92	3046.42
Sc	ppm	208.17	905.00	3999.09	1456.63	1639.69	2003.27	754.90	1018.30	1264.34	888.00	697.54	1100.46
Nb	ppm	113.12	3.05	139.37	128.22	356.36	272.13	9.89	4.43	1.67	6.20	6.22	10.75
La	ppm	8.03	2.26	133.50	87.10	439.47	124.84	23.03	0.20		0.13	0.26	2.21
Ce	ppm	45.06	102.34	244.32	475.80	4060.78	788.28	234.36	64.95	31.86	28.51	44.58	128.76
Pr	ppm	6.64	1.84	33.47	50.92	463.69	86.11	22.58	0.38	0.05	0.09	0.42	5.69
Nd	ppm	46.54	14.07	147.21	303.45	2159.71	453.04	159.31	3.63	0.98	1.03	2.36	33.42
Sm	ppm	54.25	9.19	53.97	185.43	987.84	250.66	144.55	6.17	3.36	1.04	4.01	40.55
Eu	ppm	14.81	3.73	16.02	40.84	251.18	44.42	38.22	1.62	0.91	0.34	1.05	7.13
Gd	ppm	59.77	28.62	98.67	362.52	2002.98	523.55	411.06	24.25	13.71	6.27	15.97	113.72
Tb	ppm	19.12	9.90	22.13	79.34	426.01	117.97	109.24	8.20	4.81	2.39	5.99	33.34
Dy	ppm	154.58	122.35	257.09	866.58	3320.74	1079.89	889.21	95.44	56.44	35.00	73.08	333.04
Ho	ppm	35.84	45.77	99.12	236.04	920.90	317.33	189.50	35.32	20.46	15.63	27.10	102.15
Er	ppm	109.31	203.86	621.51	1037.29	3631.84	1428.59	650.68	178.06	82.21	89.99	127.15	416.33
Tm	ppm	24.08	45.80	185.75	239.04	796.58	332.23	111.56	36.34	19.73	23.44	30.21	80.97
Lu	ppm	22.68	68.41	525.05	578.47	1265.30	670.48	116.87	61.28	36.90	59.03	63.84	100.82
Yb	ppm	292.73	392.93	2417.22	2844.08	8222.17	3759.73	874.73	377.65	200.39	299.66	346.56	785.10
Hf	ppm	1257.51	7433.78	24797.43	33814.27	7175.13	21387.82	4072.15	4885.28	6496.85	6634.72	8660.85	7228.47
Ta	ppm	1.77	1.07	145.47	140.60	41.71	76.91	0.94	1.03	0.54	1.73	1.45	2.37
²⁰⁶ Pb	ppm	453.89	747.37	5756.29	3852.67	316.71	7433.74	369.44	241.99	99.68	501.39	628.53	588.71
²⁰⁸ Pb	ppm	58.63	93.11	674.90	264.24	131.49	2536.42	100.29	36.32	14.08	41.07	77.47	126.36
²³² Th	ppm	510.11	380.98	2790.12	7209.65	25261.88	13680.30	522.53	111.35	47.81	136.65	263.63	655.55
²³⁸ U	ppm	870.91	451.03	12286.19	8014.90	14193.58	8156.64	434.64	125.15	45.93	281.84	290.43	445.42

Continua...

	Unid.	7G12.1	7G5.1	7G6.1	7G9.1	7Gzr01	8G11.1	8G2.1	8G3.1	8G4.1c	8G4.1r	9G2.1	9G3.1
ZrO ₂	%	55.07	57.15	63.54	67.76	56.52	53.62	64.12	50.47	67.69	57.85	61.32	65.57
SiO ₂	%	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97
P ₂ O ₅	%	0.33	0.00	0.08	0.12	0.00	0.03	1.20	1.22	0.55	0.12	0.07	0.15
Mn	%	<0.87	2.15	<0.84	5.53	<1.10	1.48	<0.96	<0.79	<0.96	3.40	17.66	4.36
Ti	ppm		16.70	21.23	22.09		17.02	8.70	16.61	14.35	2.12	14.85	15.73
Fe	ppm	60.02	10.31		93.73	214.59	101.44	32.79		27.27		1.31	34.52
Rb	ppm		0.22	0.30	0.77	0.69					2.03	0.44	
Sr	ppm	0.28	0.19	0.77	0.31	<0.23	<0.25	<0.20	0.38	<0.20	0.37	2.30	<0.23
Ba	ppm	0.24	<0.12	<0.13	<0.15	<0.17	0.36	<0.15	<0.12	<0.15	0.49	6.77	<0.16
Y	ppm	555.01	401.57	633.12	1227.85	770.33	998.64	924.24	750.09	673.63	902.69	901.50	705.80
Sc	ppm	756.72	819.59	886.90	1232.73	927.61	837.49	1169.42	942.46	1016.92	897.65	1125.88	1073.96
Nb	ppm	5.72	1.17	1.51	3.27	7.34	2.81	1.02	1.43	1.07	6.39	3.23	2.03
La	ppm			0.07	0.08		0.16			0.08		0.10	
Ce	ppm	34.93	20.14	20.46	43.10	27.78	59.22	25.93	42.79	19.83	46.18	49.96	54.65
Pr	ppm	0.09	<0.030	0.18	0.23	0.13	0.13	0.27	0.05	0.13	0.07	0.44	0.11
Nd	ppm	0.37	1.50	2.55	3.64	1.00	2.89	3.62	2.14	2.58	0.99	4.01	2.43
Sm	ppm	1.01	1.20	4.21	5.27	1.80	4.51	3.84	3.72	3.37	2.03	3.98	3.93
Eu	ppm	0.20	0.68	1.24	2.68	0.14	0.85	1.83	0.75	0.90	0.36	1.42	0.78
Gd	ppm	6.48	10.38	19.30	23.85	13.99	24.08	22.82	17.91	17.93	16.59	22.08	22.03
Tb	ppm	2.52	3.33	5.80	8.96	5.47	6.48	7.12	5.32	4.64	5.31	6.41	6.30
Dy	ppm	41.56	48.12	70.31	109.15	65.29	94.40	88.01	71.82	60.59	82.41	90.13	72.76
Ho	ppm	18.13	14.66	22.73	43.86	23.66	29.42	29.78	25.04	21.24	28.64	31.42	22.61
Er	ppm	94.31	72.51	109.45	202.50	128.15	170.80	133.26	121.45	94.49	141.70	153.86	108.89
Tm	ppm	24.57	15.20	23.36	46.82	33.34	31.32	30.31	29.74	19.80	30.33	34.54	23.28
Lu	ppm	51.68	28.34	38.26	74.38	51.15	52.59	44.02	50.91	34.82	58.57	58.67	37.01
Yb	ppm	256.87	161.38	206.40	419.67	287.24	306.77	257.95	246.18	183.26	336.97	333.62	220.62
Hf	ppm	7391.80	5309.49	6028.20	5483.35	6941.37	5033.03	5034.54	5447.50	5717.37	6216.95	4973.19	4936.62
Ta	ppm	1.52	0.18	0.58	0.66	1.71	0.89	0.40	0.56	0.31	1.93	0.76	0.50
²⁰⁶ Pb	ppm	598.58	98.95	79.12	158.37	490.07	309.79	79.04	105.05	103.41	480.83	267.11	133.35
²⁰⁸ Pb	ppm	68.28	16.99	11.03	30.64	39.78	51.95	14.74	19.91	19.98	57.38	40.67	25.22
²³² Th	ppm	192.56	57.97	41.76	110.71	132.19	170.25	63.02	74.43	69.73	201.62	143.08	93.41
²³⁸ U	ppm	281.36	45.09	44.00	83.96	222.49	171.30	45.23	53.35	57.07	254.70	137.60	61.23

Conclusão...									
Unid.		9G4.1	9G6.1c	9G6.1r	10G2.1	10G4.1	10G6.1	10G8.1	10G9.1
ZrO ₂	%	65.74	58.52	55.85	39.74	48.12	48.41	44.44	37.72
SiO ₂	%	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97	32.97
P ₂ O ₅	%	0.00	0.28	0.34					
Mn	%	2.94	4.13	35.93		1.03	5.24	11.41	1.72
Ti	ppm	10.97	8.06	20.05	9.24	5.21	5.28	1.74	2.23
Fe	ppm						61.96		
Rb	ppm		0.34	2.63	0.20	0.19	0.40	0.29	0.39
Sr	ppm	0.47	<0.20	0.85	0.41	0.25	0.43	2.63	2.46
Ba	ppm	1.18	0.26	2.74	0.08	0.10	0.23	0.58	0.57
Y	ppm	994.60	1530.93	776.99	911.34	581.27	1134.41	643.06	920.17
Sc	ppm	1122.63	882.89	1006.49	1104.36	1293.37	1165.85	1135.69	955.89
Nb	ppm	3.25	2.70	7.84	1.14	3.23	2.40	4.88	1.43
La	ppm	0.58			0.13			7.06	27.73
Ce	ppm	53.42	50.01	44.65	31.10	29.66	52.77	76.18	75.57
Pr	ppm	0.69	0.44	0.47	0.28	0.02	0.21	2.23	2.95
Nd	ppm	4.99	5.62	2.23	4.36	0.57	4.03	10.77	13.54
Sm	ppm	6.57	7.49	2.97	6.52	1.89	6.63	3.32	5.26
Eu	ppm	1.97	1.73	0.73	2.16	0.46	1.61	0.98	2.19
Gd	ppm	27.84	37.77	10.98	23.92	10.04	25.46	10.05	16.48
Tb	ppm	7.70	12.77	3.93	7.51	3.71	7.91	2.84	5.56
Dy	ppm	96.34	159.60	60.44	89.78	53.41	91.98	39.54	71.73
Ho	ppm	31.61	54.72	23.97	30.98	20.36	32.46	16.03	27.08
Er	ppm	139.46	205.74	124.76	159.57	103.54	167.73	89.31	141.75
Tm	ppm	29.59	40.76	28.83	32.87	24.52	40.64	21.73	31.35
Lu	ppm	51.84	73.78	64.63	57.53	45.85	66.94	58.79	61.30
Yb	ppm	297.66	436.93	339.07	331.87	261.67	396.92	312.99	361.82
Hf	ppm	5547.73	4320.56	6596.42	4729.86	7259.22	5989.05	6415.72	5632.56
Ta	ppm	0.93	0.73	1.51	0.43	1.33	0.62	0.73	0.38
²⁰⁶ Pb	ppm	298.77	312.24	791.98	210.76	262.40	451.27	619.99	424.07
²⁰⁸ Pb	ppm	53.35	65.70	87.70	38.29	24.86	60.16	79.47	69.64
²³² Th	ppm	186.65	185.13	243.18	135.15	85.27	204.93	241.99	214.44
²³⁸ U	ppm								

